Archive of SID

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۸، از صفحهٔ ۵۷۷ تا ۵۹۶

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

بررسی چگونگی تشکیل و سیر تحولی مجموعه آذرین نفوذی ملایر با استفاده از شواهد صحرایی، بررسی‌های سنگ‌نگاری و تحلیل‌های زمین شیمیایی

هادی یگانه‌فر[*۱]، وحید احدنژاد[۱]، رضا دیوسالار[۲]

۱- دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۵/۲۴ ، نسخه نهایی: ۹۷/۹/۲۴)

چکیده: مجموعه‌ای از شواهد زمین‌شیمیایی چون عدم هماهنگی الگوی تغییرات برخی از عناصر اصلی و کمیاب و مقادیر آنها بین سنگ‌های اسیدی- حدواسط و برونبوم‌های بازیک و سنگ‌های بازیک منطقه ملایر، روندهای مشاهده شده در نمودار دوتایی عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار، معیارهایی مانند کاهش مقادیر اکسیدهای FeO_t، TiO_2، MgO، MnO، CaO و Al_2O_3 با افزایش مقدار SiO_2 از نمونه‌های بازیک به اسیدی، روند نزولی تغییرات مقادیر Ni، Cr و Co با افزایش SiO_2 به عنوان نشانه‌ای برای آمیختگی ماگمایی ناقص و ماهیت آهکی- قلیایی پتاسیم بالای گرانیت‌های منطقه ملایر در نظر گرفته شده است. سنگ‌های اسیدی و بازیک منطقه مورد بررسی تفاوت مشخصی در شیب الگوی عناصر خاکی نادر (نسبت مقدار عناصر خاکی نادر سبک به سنگین LREE/HREE)، مقدار La_N/Sm_N به عنوان شاخص میزان تمرکز LREEها، Gd_N/Yb_N به عنوان معیار میزان تمرکز HREEها و درجه‌ی بیهنجاری Eu نشان می‌دهند. بالا بودن مقدار عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) در مقایسه با عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و ثبات نسبی عناصر سازگار در فازهای ناهمسان، همراه با بیهنجاری منفی Nb و Ta در همه نمونه‌ها، به عنوان شاخص فرآیند آبزدایی از قطعه فرورانده شده و نقش پوسته در تشکیل ماگمای گرانیتی منطقه هستند. فرایند موثر در تشکیل گرانیت‌ها و دیوریت‌های منطقه (سنگ‌های اسیدی و حدواسط) ناهمسانی ماگمایی همراه با آلایش پوسته‌ای، آمیختگی ماگمایی ناقص و برای برونبوم‌های ماگمایی، آمیختگی ماگمایی است. در حالیکه بیهنجاری منفی Eu در سنگ‌های اسیدی و حدواسط با توجه به پیوستگی مشاهده شده در الگوی عناصر خاکی نادر بیانگر نقش جدایش پلاژیوکلاز طی فرآیند تبلور جدایشی است، بیهنجاری منفی Eu در سنگ‌های بازیک با توجه به عدم پیوستگی، شیب ناچیز و غنی‌شدگی ضعیف LREEها نسبت به HREEها بیانگر جدایش پلاژیوکلاز در نتیجه‌ی فرآیند ذوب بخشی است. بدین ترتیب، فرآیند احتمالی موثر در تشکیل سنگ‌های بازیک، ذوب بخشی یک سنگ خاستگاه فرابازیک است. القای گرمایی ماگمای بازیک منجر به تشکیل ماگمای اسیدی خاستگاه گرانیت‌های منطقه شده است. آمیختگی ماگمای بازیک با ماگمای ناشی از ذوب بخشی مواد پوسته‌ای، عامل تشکیل برونبوم‌ها و دایک‌های ماگمایی بازیک بوده است.

واژه‌های کلیدی: *مجموعه‌ی آذرین نفوذی ملایر؛ آمیختگی ماگمایی؛ جدایش ماگمایی؛ ذوب بخشی.*

مقدمه

منطقه سنندج-سیرجان به دلیل جایگاه زمین‌ساختی مهم خود در کرانه فعال قاره‌ای و به عنوان پیچیده‌ترین زیر پهنه ساختاری نوار کوهزایی زاگرس مورد توجه زمین‌شناسان بوده و به طور گسترده‌ای بررسی شده است و پژوهش پیرامون آن همچنان ادامه دارد. این بررسی‌ها موجب روشن شدن تاریخچه زمین ساختی‌ماگمایی تقریباً مناسبی از رخدادها و دگرگونی-های آن شده است [۱-۱۱]. پژوهش‌های جدید نشان می‌دهد که تشکیل توده‌های نفوذی در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان (مجموعه‌های آذرین نفوذی از قبیل الوند، ملایر،

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۵۲۴۹۶۰۷۵، پست الکترونیکی: h.yeganehfar@gmail.com

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

بروجرد، الیگودرز، گلپایگان، بوئین-میاندشت) به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه‌ی قاره‌ای ایران در غرب سنندج-سیرجان در ژوراسیک میانی صورت گرفته است [۱۲-۱۵]. در مورد سن دقیق فرورانش و فعالیت ماگمایی وابسته به آن نظریه‌های متفاوتی وجود دارد، برای مثال معین وزیری و همکاران [۱۶] معتقدند که پس از شکسته‌شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه پسین، فرورانش بخش جنوب غربی این پوسته به زیر بخش شمال شرقی آن طی دوره پالئوژن سبب فعالیت ماگمایی در دوره اولیگوسن شده است. بدین‌ترتیب، به نظر آنها برخورد نهایی دو صفحه عربستان و ایران در پایان اولیگوسن و در آغاز میوسن صورت گرفته است.

ماهیت زمین‌شیمیایی این توده‌های نفوذی بیانگر ماهیت آهکی قلیایی وابسته به کمان ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای (نوع آندی) است [۱۷-۱۹]. بدلیل تنوع در ویژگی‌های این توده‌های نفوذی در منطقه، بررسی چگونگی تشکیل آنها نیز به نتایج متفاوتی منجر شده است. برای مثال، قاسمی و ولی‌زاده [۱۷] و سپاهی [۱۸] خاستگاه با ذوب‌بخشی را در تشکیل توده باتولیتی الوند چشمگیر دانسته و در کنار مشارکت جزء گوشته‌ای، نوع پوسته‌ای- گوشته‌ای (H_S-S) را برای آنها در نظر گرفته‌اند این در حالی است بر پایه بررسی‌های احمدی‌خلجی [۱۹]، گرانیتوئیدهای بروجرد از نوع-I بوده و نتیجه ذوب قاعده پوسته قاره‌ای هستند. همچنین، خاستگاه دورگه نیز برای گرانیتوئید بوئین-میاندشت پیشنهاد شده است [۱۷]. بدین ترتیب، حضور توده‌های ماگمایی بازیک کنار گرانیت‌ها نقش موثری در تحلیل‌های ارائه شده ایفا کرده است، ویژگی که در اغلب توده‌های آذرین نفوذی بخش شمالی منطقه سنندج-سیرجان دیده می‌شوند و حجم زیادی از توده‌های گرانیتوئیدی (با خاستگاه ذوب‌بخشی و دورگه) در کنار توده‌های کوچک گابرو-دیوریتی (از خاستگاه گوشته‌ای) قرار گرفته‌اند [۱۰، ۱۸، ۲۰]. به نظر می‌رسد که عامل ایجاد چنین پراکندگی فضایی از توده‌های بازیک، ترازهای متفاوت جایگیری مواد مذاب گوشته‌ای در قسمت‌های مختلف منطقه سنندج-سیرجان باشد. برای مثال، این توده‌ها در قسمت‌های شمالی‌تر و در قروه تا سنندج حضور گسترده‌تری داشته‌اند و به سمت جنوب در همدان رخنمون‌های محدودتری به صورت گابروی چشمه قصابان در غرب همدان و سرکان در شرق آن و حتی به صورت قطعاتی در توده گرانیتوئیدی الوند (به صورت برونبوم بزرگ) دیده می‌شوند و در ملایر، الیگودرز و بروجرد بسیار محدودتر شده‌اند. نتایج این پژوهش نیز در منطقه ملایر بیانگر حضور بخش‌هایی از خاستگاه گوشته‌ای (به صورت دایک و توده‌ای) در کنار گرانیتوئیدهاست که این امر می‌تواند شاهدی برای مشارکت مواد مذاب گوشته‌ای در دگرگونی‌های ماگمایی منطقه مورد بررسی باشد. مهمترین پژوهش‌های انجام شده در این منطقه توده‌های نفوذی ملایر را به عنوان بخش شمال غربی مجموعه نفوذی ملایر-بروجرد با تمرکز بر سنگ‌های مافیک آن مورد توجه قرار داده است [۲۱-۲۷].

افتخارنژاد [۲۸] پهنه سنندج-سیرجان را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرده و به نظر او مجموعه آذرین نفوذی ملایر در زیرپهنه شمالی پهنه سنندج- سیرجان، یعنی گلپایگان-سنندج قرارگرفته است. منطقه مورد بررسی در عرض جغرافیایی '۲۰°۳۴ - '۰۳°۳۴ شمالی و طول '۵۴ °۴۸ - '۳۵ °۴۸ شرقی واقع است، به طوری که واحدهای دگرگونی مجاورتی (هورنفلس) و دگرگونی ناحیه‌ای (شیست‌ها، اسلیت، فیلیت) در بیشتر نقاط درکنتاکت با توده نفوذی مشاهده می‌شوند (شکل ۱). کانی‌های شاخص موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌های لکه‌دار، آندالوزیت و گارنت هستند، که هضم آنها در سطوح جایگیری ماگما منجر به تشکیل گرانیتوئیدهایی با بیگانه بلورهای آندالوزیت و گارنت شده است. مجموعه آذرین نفوذی با ملایر طول تقریبی ۳۵ کیلومتر و عرض کمتر از ۱۰ کیلومتر از روند کلی شمال غرب- جنوب شرقی پهنه سنندج-سیرجان پیروی می‌کند و بخشی از آن در گستره شمالی شهر سامن رخنمون عدسی شکل دارد.

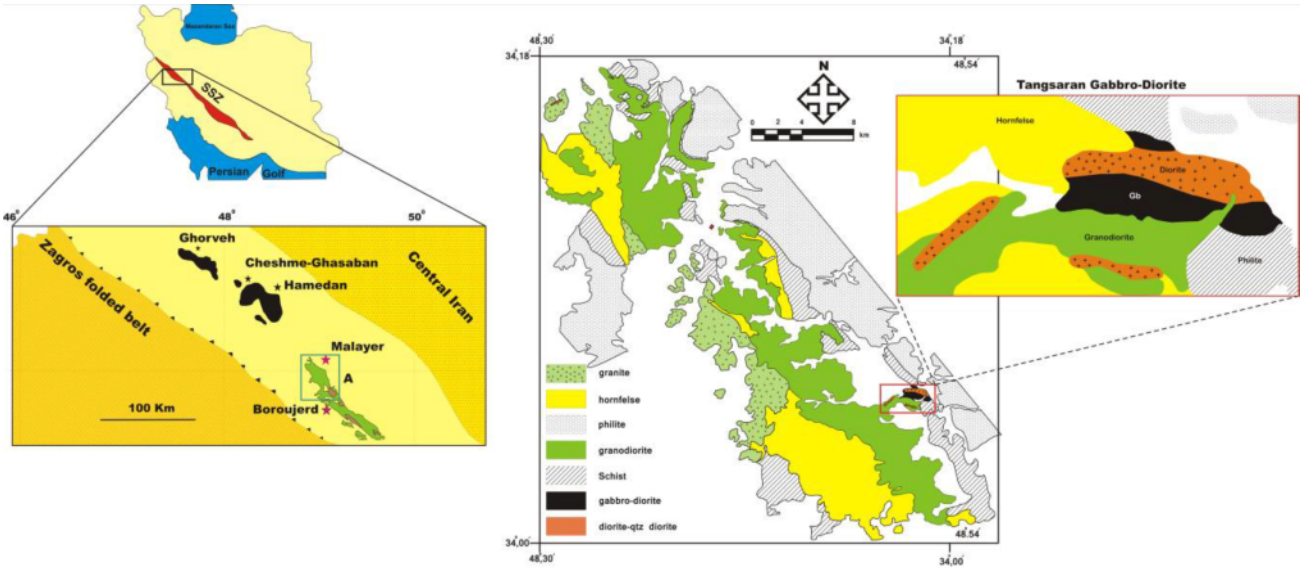
روش بررسی

هدف از این پژوهش بررسی ویژگی‌ها، چگونگی تشکیل و تحول توده‌های نفوذی منطقه ملایر است برای این منظور، بازدیدها صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی صورت گرفت. نتیجه‌گیری‌ها بر بازدیدهای صحرایی، بررسی‌های سنگ‌نگاری و تحلیل روندهای زمین‌شیمیایی گرانیت‌ها و سنگ‌های بازیک منطقه استوار است. نخست با نمونه‌برداری از تنوع سنگ‌شناسی و تهیه مقاطع نازک از آنها، نقشه مناسبی از پراکندگی واحدهای آذرین منطقه تهیه شد. سپس با بررسی‌های زمین شیمیایی، و نتیجه‌گیری نهایی انجام خواهد شد. تجزیه‌های زمین شیمی به دو روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتو ایکس، XRF (دانشگاه تربیت معلم تهران) بر برونبوم‌ها و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی، ICP-MS (آزمایشگاه AMDEL کشور استرالیا) بر گرانیت‌ها و سنگ‌های بازیک منطقه انجام شده است.

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019



شکل۱ تعدادی از توده‌های نفوذی بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان و جایگاه مجموعه آذرین نفوذی ملایر. تصویری بزرگنمایی شده رخنمون گابرو-دیوریت کوه تنگساران را نشان می‌دهد.

بحث و بررسی

سنگ‌های آذرین در منطقه مورد بررسی

بر اساس بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، مجموعه آذرین نفوذی ملایر را در حالت کلی می‌توان به سه بخش اصلی ۱- گرانیتی (شامل سینو و مونزوگرانیت)، ۲- گرانودیوریتی (شامل گرانودیوریت همراه با تونالیت و کوارتز دیوریت که مرز مشخصی با آن ندارند) و ۳- گابرو- دیوریتی (شامل گابرو، دیوریت، مونزودیوریت و مونزوگابرو) تقسیم کرد. قسمت عمده این مجموعه را گرانودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند که دارای ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشخصی چون: کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپارقلیایی (میکروکلین و اورتوکلاز)، بیوتیت، هورنبلند سبز، آپاتیت، زیرکن، اسفن و آلانیت است. در این بخش، بیوتیت یک فاز شاخص و در برخی مناطق جهت‌یافته بوده، با آرایش خطی و منظم خود ظاهری لایه لایه به سنگ‌ها داده است [۲۹]. در بررسی‌های میکروسکوپی دیده می‌شود که بیوتیت به کلریت، اسفن، روتیل، تیتانیت و اکسید آهن تجزیه شده است. پلاژیوکلازها نیز به سریسیت و مسکوویت (اندک) و زوئیزیت تجزیه شده‌اند. همرشدی فلدسپار (اورتوکلاز) با کوارتز (میرمکیت)، پرتیت، میکروپرتیت و میکروکلین، رگچه‌های کوارتزی باز تبلور یافته نتیجه تغییرشکل حالت جامد در پاسخ به تنش‌های وارده بوده است [۳۰]. رگه‌های کوارتزی مربوط به تزریق مایع سیلیسی در مراحل نهایی جدایش ماگمایی هستند.

این رگه‌ها قطعات ناشی از تخریب و دگرسانی کانی‌هایی چون بیوتیت و پلاژیوکلاز را درخود جمع کرده‌اند، در یک مجموعه با بافت دانه‌ای متوسط تا درشت، سراسر بخش‌های شمالی و شمال شرقی این توده آذرین را گرانودیوریت‌ها و دیوریت‌های کوارتزدار تشکیل می‌دهند که دارای ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشخصی شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز (۳۱٫۸-۵۳٫۸٪)، اورتوکلاز (۳٫۳-۶٪)، بیوتیت (۲۸٫۳-۵٫۸٪) ، هورنبلند سبز (۱۹٫۶-۰٫۶٪)، اسفن (کمتر از ۰٫۶)، آپاتیت، زیرکن و آلانیت است. آندالوزیت و گارنت نیز در برخی از نمونه‌های گرانودیوریتی دیده می‌شوند که شاهدی بر هضم واحد دگرگونی توسط ماگما در افق جایگیری هستند. میلونیتی شدن و اثر تنش‌های پس از سردشدن در بخش‌هایی از گرانودیوریت‌های شمال شهر سامن، به ویژه در لبه توده قابل توجه است. افزون بر این، رخنمون‌های کوارتز دیوریتی تا تونالیتی به طور پراکنده در میان یا لبه بخش گرانودیوریتی دیده شده‌اند که به صورت سری دگرگونی موضعی و بدون سطح تماس مشخص با آنها حضور دارند. مونزو-سیینوگرانیت‌ها که مرز مشخصی با هم ندارند نسبت به گرانودیوریت‌ها، رخنمون محدودتر و گسترش کمتری داشته (شکل ۱) و در چند نقطه محدود با آن سطح تماس مشخصی دارند. تفاوت‌های کانی‌شناسی آن با بخش گرانودیوریتی، فراوانی فلدسپار قلیایی (اورتوکلاز و میکروکلین) نسبت به پلاژیوکلاز، کاهش نسبت حجمی کانی‌های بازیک چون

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

هورنبلند سبز و بیوتیت و حضور کانی تورمالین در برخی از نمونه‌ها هستند. فازهای فرعی آن سوزن‌های آپاتیت، به صورت میانبار در اورتوکلاز و بیوتیت، زیرکن و اسفن است. قسمت‌های دیوریتی تا گابرو-دیوریتی (کمتر از ۲ کیلومتر مربع) در کنار روستاهای قلعه مهدی‌خان و ارگس سفلی (شکل‌های ۲ الف، ب، پ) به صورت چند توده با رخنمون طویل چندصد متری، رنگ کاملاً تیره و ظاهری شبیه به هورنفلس حضور دارند. رخنمون توده‌های بازیک گابرویی محدود به کوه تنگساران (شکل‌های ۱ و ۲ ب، پ) بوده و شامل گابرو-دیوریت اوژیت و الیوین‌دار (بخش عمده دامنه شمالی) و گابرو-دیوریت دارای اوژیت و فاقد الیوین (سراسر بخش جنوبی و قسمتی از دامنه شمالی) است. مجموعه کانی‌شناسی مشاهده شده در دیوریت‌ها (شکل‌های ۲ الف و ۳ ت) شامل پلاژیوکلاز (۵۸٪)، هورنبلند سبز (۱۷٫۸٪)، بیوتیت (۸٫۴٪)، کوارتز (۳٫۳٪)، اورتوکلاز (۳٫۱۶٪)، آپاتیت، اسفن و زوئیزیت همراه با کانی‌های کدر، کلریت و سریسیت و گاهی درشت بلورهای آندالوزیت با بافت ریزدانه تا پورفیری است. توده گابرو-دیوریتی دارای اوژیت و فاقد الیوین دامنه جنوبی، دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (به طور متوسط ۶۷٪)، پیروکسن (تیتان اوژیت به طور متوسط ۲۲٪)، هورنبلند سبز (ترمولیت-اکتینولیت به طور متوسط ۹٪)، اسپینل سبز (هرسی‌نیت به طور متوسط ۱-۲٪) و کردیریت با تجزیه داربستی شکل و گاهی گارنت است و بافت دانه‌ای تا دلریتی نشان می‌دهند. اما توده گابرو-دیوریتی اوژیت و الیوین‌دار دامنه شمالی کوه تنگساران از کانی‌های پلاژیوکلاز (به طور متوسط ۵۸٫۴٪)، پیروکسن (تیتان اوژیت به طور متوسط ۱۹٪)، الیوین (به طور متوسط ۱۷٫۶٪)، اسپینل، هورنبلند سبز، کوارتز، اورتوکلاز، آپاتیت و کانی کدر (روی هم ۵٪ سنگ) تشکیل شده است. توده‌های نام برده بافت ریز دانه تا دلریتی نشان می‌دهند و کانی‌ها در مقطع میکروسکوپی، دانه‌ای نیمه خودشکل هستند. بر اساس بازدیدهای صحرایی، بخش شمالی کوه تنگساران از چند فاز وابسته به هم شامل یک قطب سرشار از پلاژیوکلاز با بافت انباشتی تشکیل شده است، که در بخش‌هایی از نمونه و در فضای بین پلاژیوکلازها، کانی پیروکسن دیده می‌شود. این سنگ‌ها در نمونه دستی بافت پورفیری دارند (شکل‌های ۲ ت، ج)، اما قطب دیگر دارای کانی‌های الیوین و پیروکسن در کنار پلاژیوکلاز (به عنوان یک فاز عمده) است که این دو فاز با هم تماس مشخصی دارند (شکل ۲ ت). از دیگر پدیده‌های قابل توجه برای این بخش حضور اتولیت‌های بازیک (کلینوپیروکسن بیش از ۹۵٪ همراه با پلاژیوکلاز) و رگچه‌های بازیک تزریق شده‌ای از جنس آن در ریزشکاف‌های درون توده الیوین‌دار و حضور انباشت‌های الیوین کروی شکل به صورت لخته‌هایی با سطح برجسته (سطح خالدار) روی این توده است (شکل‌های ۲ ز، ژ). نکته قابل توجه در بررسی های میکروسکوپی، حضور الیوین با هضم شدگی و گردشدگی مشخص و لبه واکنشی در تقابل با پلاژیوکلازهای کلسیمی (تشکیل هورنبلند سبز و اسپینل سبز) است، که در کنار مشاهدات صحرایی، نشان‌دهنده حضور آنها به صورت بیگانه بلور و ناپایداری آنها در محیط است. همچنین الیوین‌های یاد شده در راستای ترک‌های سطح خود دارای کانی‌های کدر هستند (شکل‌های ۳ الف، ب، پ). کانی آپاتیت در این سنگ‌ها شکل سوزنی داشته و به صورت میانبار در فلدسپار قلیایی (میکروکلین و اورتوکلاز) دیده می‌شود. مجموع این شواهد بیانگر تداخل بین مذاب‌های بازیک (با دمای بالا) و اسیدی (با دمای کمتر) و رشد سریع و همچنین صعود ناگهانی یک مجموعه دورگه است [۳۱]. مشاهده کانی‌های گارنت، آندالوزیت و کردیریت در آنها بیانگر هضم واحدهای شیستی مجاور است. افزون بر دایک‌ها و رگه‌های کوارتزی، کوارتز - تورمالین‌دار پگماتیتی، آپلیتی و رگچه‌های تورمالینی از مهمترین بخش‌های دیده شده در بازدیدهای صحرایی، دایک‌ها و رگه‌های بازیک (شکل‌های۲ خ، ذ، ر، ۳ ث) هستند که در لبه‌های توده نفوذی و حتی در واحدهای آذرین و دگرگونی حضور دارند. شکل‌های ۲ ح، د، مقطع نازک تهیه شده برای دایک دلریتی موجود در لبه‌ی بخش شمالی رخنمون گابرو-دیوریت‌های کوه تنگساران را نشان می‌دهند که شبکه‌ای از ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز در فضای بین خود دارای بلورهای کوچک و تحلیل رفته الیوین (با لبه واکنشی مشخص) هستند افزون بر این، بیگانه بلورهایی از کوارتز نیز در بخش‌هایی از مقطع میکروسکوپی دیده شده است. دایک‌های تیره رنگ موجود در لبه توده‌های نفوذی منطقه مورد بررسی و درون واحدهای دگرگونی را که از نظر کانی‌شناسی به طور غیرعادی از کانی هورنبلند سبز غنی هستند و به هیچ یک از واحدهای آذرین منطقه شباهتی ندارند و بر خلاف دایک‌های ریز دانه بازالتی فاقد لبه انجماد سریع و دارای بافت پورفیری هستند.

www.SID.ir

Archive of SID

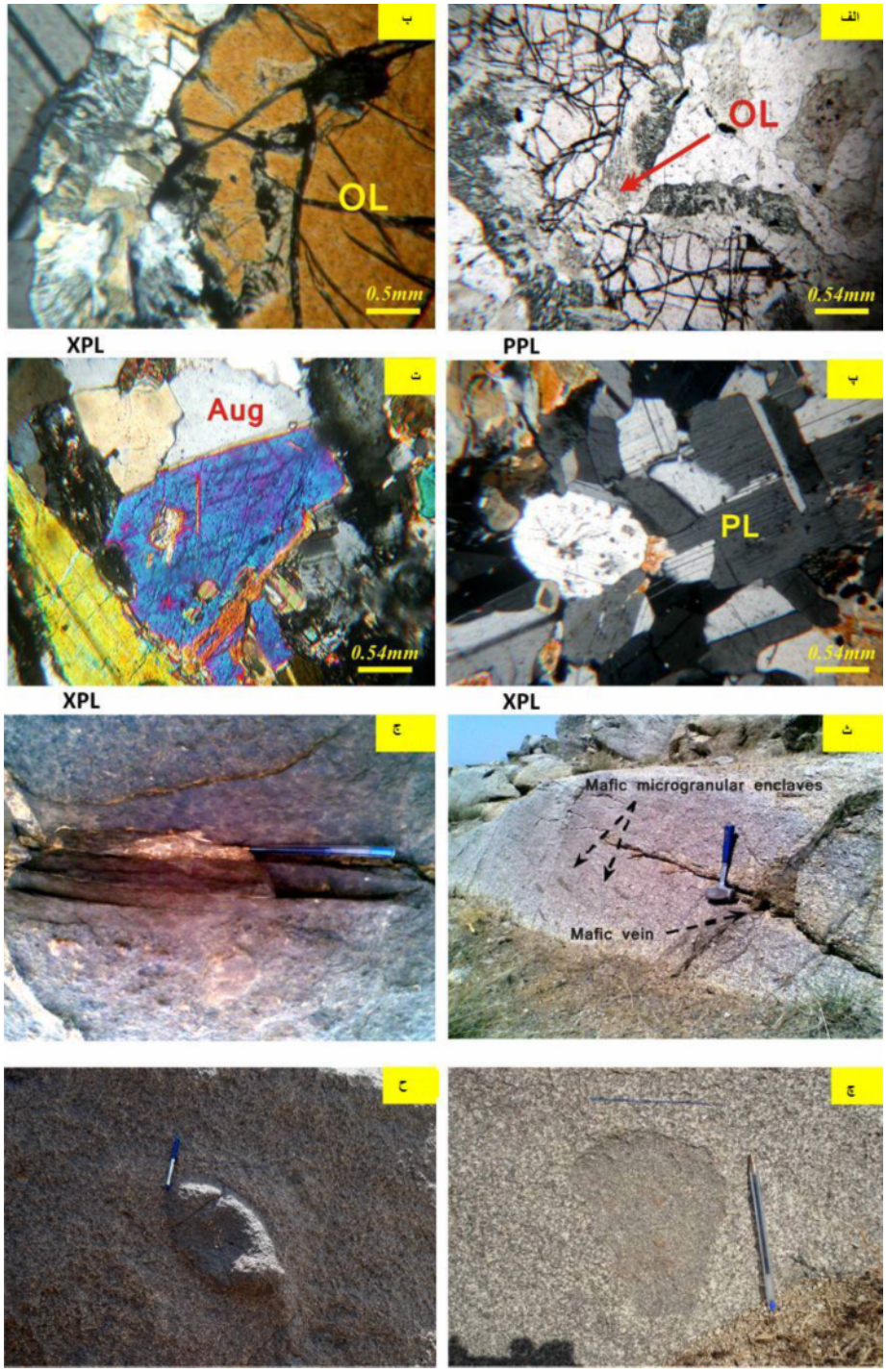
Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

شکل۲ الف، ب، پ- نمایی از رخنمون‌های توده‌های دیوریتی و گابرو- دیوریتی قلعه مهدی خان و دامنه جنوبی کوه تنگساران در ارگس پایین، دامنه شمالی کوه تنگساران، ت- تصویری از مقطع نازک تهیه شده از انباشت الیوین-پلاژیوکلاز، و ث، ج- تصاویری از وضعیت صحرایی آنها؛ چ، ح، خ، د- تصاویری از مقطع نازک تهیه شده برای دایک دلریتی موجود در لبه توده گابرو-دیوریتی بخش شمالی کوه تنگساران (د)که حضور بلورهای کوچک و تحلیل رفته ی الیوین(دایره های قرمز رنگ) با لبه واکنشی مشخص در تقابل با پلاژیوکلازها و بیگانه بلور کوارتز در شبکه‌ای از باگت‌های نازک (ریزسنگ) پلاژیوکلاز به خوبی دیده می‌شود، ذ- تصویری از دایک بازیک درون توده ای، ر- تصویری از بافت پورفیری در دایک بازیک تصویر خ؛ ز،ژ-۰الیوین‌هایی که در سطح توده گابرو – دیوریتی الیوین و اوژیت دار به طور برجسته حضور دارند و ظاهری خالدار به آن بخشیده‌اند (الیوین::OL، کوارتز: Qtz، در نور قطبیده متقاطع: XPL، در نور قطبیده صفحه‌ای: PPL).

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019



شکل۳ الف، ب، پ- تصاویری از مقاطع نازک تهیه شده از توده گابرو-دیوریتی بخش شمالی کوه تنگساران که به ترتیب بیانگر لبه واکنشی الیوین با کانی‌های در بر گیرنده و رسوب کانی های کدر در درز و ترک‌های سطح آن در اثر برداشته شدن فشار از روی مجموعه (مذاب) دورگه حمل کننده ی آن طی صعود (الف، ب) و حضور پلاژیوکلازها در کنار آنها در مجموعه‌ای با بافت دلریتی و متراکم است، ت- تصویری از دیوریت‌های پیروکسن دار روستای قلعه مهدی خان و ماکل دوتایی مشخص در کانی اوژیت، ث- تصویری از رگه بازیک سرشار از کانی هورنبلند سبز و بیوتیت که در کنار برونبومهای میکرودانه ای عدسی شکلی که راستای محور طولی موازی با راستای برگوارگی سنگ میزبان دارند قرار گرفته است، ج- بیگانه بلورهایی از خاستگاه واحدهای شیستی کنار توده گرانودیوریتی که در برابر گرمای ماگمای میزبان مقاومت نموده و کاملاً هضم نشده‌اند و چنان که دیده می‌شود، حتی لایه بندی شیست خاستگاه همچنان پابرجاست، چ- برونبوم ماگمایی اسیدی یا میکروگرانیتوئیدی و ح- برونبوم ماگمایی بازیک دوکی شکل (OL: الیوین، Aug: اوژیت و PL: پلاژیوکلاز).

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

بر اساس بازدیدهای صحرایی، دایک‌ها و رگه‌های یادشده بـه دو دسته لبه‌ای و داخلی تقسیم شده‌اند. رگه‌های لبه‌ای به صـورت توده‌هایی کم وسعت و پراکنده در لبه‌ها و روی توده اصلی دیده می‌شوند و رنگ تیره مایل به سبز دارند و در نمونه دستی بافت پـورفیری نـشان مـی‌دهنـد. رگـه‌هـای لبـه‌ای دارای مجموعـه کانی‌شناسـی دیـوریتی شـامل پلاژیـوکلاز (۲۹-۶۷٪)، بیوتیـت (۳٫۴-۲۱٪)، هورنبلند سبز (ترمولیـت-اکتینولیـت ۲۹٫۳-۵۲٪)، زوئیزیت (۶٪)، اپیدوت، آپاتیت، اسفن (روی هم ۳-۷٪) در یک مجموعه با بافت ریزدانه تا دلریتی است. رگه‌هـای داخلـی تیـره رنگ را درون توده آذرین، فیلیـت‌هـا و هـورنفلس‌هـای منطقـه می‌توان مشاهده نمـود کـه ماننـد رگـه‌هـای لبـه‌ای سرشـار از کانی‌های فرومنیزین (هورنبلند سـبز و بیوتیـت) هـستند. ایـن رگه‌ها افزون بر درشت بلورهای پلاژیوکلاز در برخـی نمونـه‌هـا، دارای زینوکریـستهـای کـوارتز هـستند (شـکل ۲ ر) کـه از رگه‌های کوارتزی مجاور گرفته شده‌انـد و بیـانگر تقـدم تزریـق مذاب سیلیسی بر تزریق مـذاب بازیـک در ایـن منـاطق اسـت. بنابراین از نظـر مجموعـه کـانی‌شناسـی تفـاوت چنـدانی بـین رگه‌های لبه‌ای و داخلی وجود ندارد و تفاوت انـدکی در نـسبت مودال کانی‌های آنها دیـده مـی‌شـود. شـامل پلاژیـوکلاز (۳۰-۵۵٪)، بیوتیت (۸٫۸-۲۰٪)، هورنبلند سبز (ترمولیت-اکتینولیت ۲۷٫۹-۴۳٪)، زوئیزیت (۳٫۶٪)، کلریت، اپیـدت، آپاتیـت، اسـفن (روی هم ۲-۱۲٪) در یک مجموعه دیوریتی با بافت ریزدانـه تـا پورفیری است. گرانیت‌های مجموعه آذرین نفوذی ملایـر دارای برونبوم‌های ماگمایی و زینولیت‌های دگرگونی متنوعی هـستند. بر پایه بازدیدهای صحرایی (شکل، رنگ، بافت، ریختار مرز آنهـا با میزبان) و بررسی‌های آزمایـشگاهی (بررسـی مقـاطع نـازک و تجزیه شیمی سنگ کل) و بر اساس شباهت‌های کانی‌شناسی و نزدیکی‌های زمین شیمیایی با سنگ میزبان، می‌توان برونبـوم-های ماگمایی موجـود در تـوده نفـوذی ملایـر را بـه دو دسـته اسیدی و بازیک تقسیم کرد (شکل‌های ۳ ث، ج، چ). وجه تمایز برونبوم‌های ریزدانه بازیک (بـا ترکیـب کـانی‌شناسـی دیوریـت، کـوارتز دیوریـت، مونزونیـت و کـوارتز مونزونیـت) و اسـیدی (گرانودیوریت و سیینوگرانیت) با زینولیت‌هـای رسـی دگرگونـه مجموعه آذرین نفوذی ملایر بافـت هورنفلـسی و غیـرماگمـایی زینولیت‌ها و حضور برخی کانی‌های ویژه رخساره‌های دگرگونی در زینولیت‌هاست. برونبوم‌های سورمیکاسه یا توده‌هـای مقـاوم نیز که فراورده بر جای مانده از ذوب‌بخشی سنگ‌های پلیتی یـا متـاپلیتی هـستند نیـز دیـده شـده‌انـد و ماننـد زینولیـت‌هـای متاپلیتی شواهد صعود مذاب گرانیتی تا ترازهـای بـالا و تقابـل بین ماگما و مواد پوسته‌ای هستند. حضور برونبوم‌های ماگمایی اسیدی با ترکیب کانی‌شناسی مشابه میزبان و رونـدهای زمـین شیمیایی مشابه بـا آن در بخـش‌هـای لبـه‌ای، نـشانه خاسـتگاه یکـسان آنهاسـت. ایـن برونبـوم‌هـا در تـوده نفـوذی را بـه گسیختگی‌های لبه‌ای در اثر ضربان‌های تزریق پیاپی در فازهای اولیه و سقف توده نفـوذی نـسبت داده‌انـد. شـکل‌هـای کـروی، بیضوی و دوکی شکل برونبوم‌های ماگمـایی بازیـک بـا شـواهد مشخص جریان ماگمایی در مقیاس میکروسـکوپی و ریختـاری مرز برونبوم-میزبان در بررسی‌های صحرایی و میکروسـکوپی در کنار تفاوت‌های کانی‌شناسی و زمین شیمیایی موجود بین آنهـا می‌تواند نتیجه حضور ایـن برونبـوم‌هـا بـه صـورت بـسته‌هـای ماگمایی بازیک‌تـر نـسبت بـه ماگمـای میزبـان و نـشانه‌ای بـر آمیختگی ماگماهای اسیدی و بازیک باشد [۳۳،۳۲]. همچنـین، شکل برونبوم‌ها در لبه توده آذریـن کـشیده اسـت و بـه سـمت مرکز توده به صورت کروی یا بدون شکل تغییر می‌کنند که این امـر از جملـه شـواهد رخـداد جریـان ماگمـایی و حـضور ایـن برونبوم‌ها به صورت بـسته‌هـای ماگمـایی در ماگمـای گرانیتـی است.

ماهیت زمین‌شیمیایی

بررسی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های گرانیتی مجموعه آذرین نفوذی ملایر بیانگر ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالای آنهاست (شکل ۴) [۳۴-۳۹]. ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالای این گرانیت‌ها را می‌توان به حضور آنها در مناطق فرورانشی کرانه برخوردی (کمان ماگمایی کرانه قاره‌ای در فرورانش نوع آندی) نسبت داده و بدین ترتیب رهایی سیال‌های سرشار از عناصر ناسازگار از پوسته اقیانوسی فرورانده شده را در بخشی از دگرگونی‌های ترکیبی مذاب اولیه آنها مؤثر دانست [۴۰-۴۴]. روبرت و کلمنس [۴۵]، گرانیت‌های نوع آندی را به ذوب‌بخشی گوشته بالایی و واکنش‌های بینابینی با سیال‌های آزاد شده از قطعه فرورانده آبزدایی شده پوسته اقیانوسی و همچنین

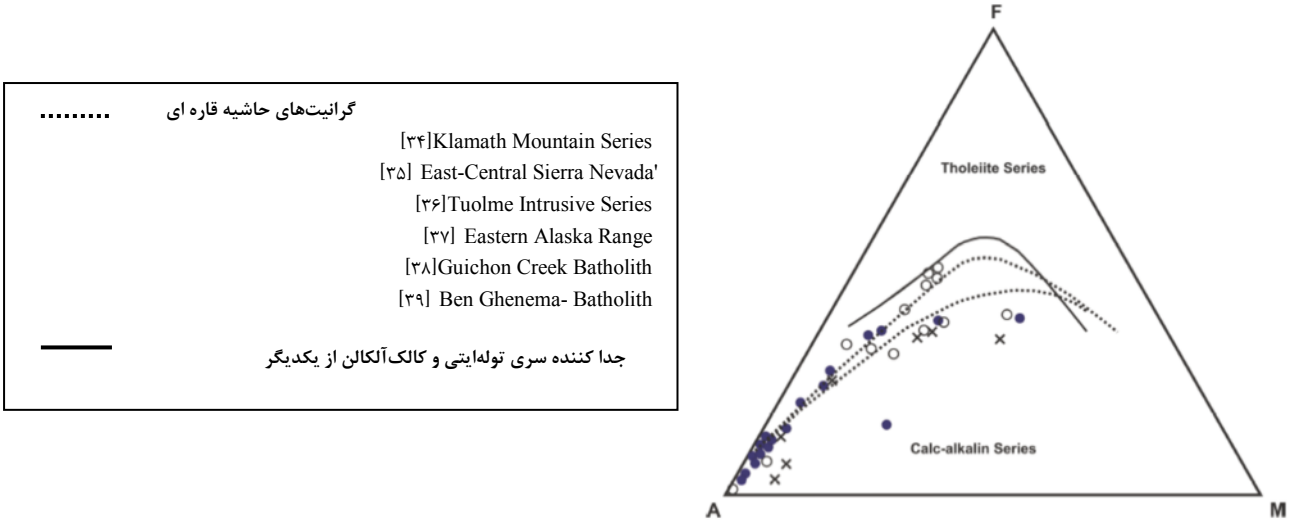
www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

آمیختگی آنها با مذاب برآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌های آذرین دگرگون شده آهکی قلیایی (مثل متاآندزیت، متابازالت آندزیتی) در اعماق پوسته نسبت داده‌اند. بنابراین با توجه به ماهیت گرانیت‌های نوع آندی، حضور توده‌های بازیک می‌تواند بیانگر نقش مؤثر آنها در تشکیل و دگرگونی گرانیت‌ها باشد همچنین براساس سازوکار پیشنهادی روبرت و کلمنس [۴۵] افزون بر ماهیت آهکی قلیایی توده‌های گرانیتی در پهنه‌های فرورانش، امکان حضور بخش‌های دورگه مانند دایک‌ها و برونبوم‌های ماگمایی بازیک و حتی حضور توده‌هایی بزرگ از خاستگاه گوشته‌ای در گرانیت‌ها (برونبوم بزرگ) وجود خواهد داشت.

افزون بر این، اغلب منابع تشکیل برونبوم‌های ماگمایی بازیک به رخداد آمیختگی ماگمایی و حضور آنها به صورت گلبول‌ها یا بسته‌های ماگمایی بازیک در ماگمای میزبان نسبت داده شده‌اند [۴۶]. این برونبوم‌ها با ترکیب متوسط دیوریتی از نظر کانی‌شناسی (وفور کانی هورنبلند سبز و بیوتیت) ویژه‌ای به رگه‌ها و دایک‌های بازیک دارند و نشانه‌ای از مشارکت یک قطب بازیک در تشکیل و دگرگونی گرانیت‌های منطقه هستند. تفاوت‌های کانی‌شناسی برونبوم‌ها و دایک‌های بازیک را می‌توان به تقابل مستقیم برونبوم با ماگمای اسیدی و تبادلات گسترده بین آنها و به تزریق رگه‌ها و دایک‌های بازیک در قالب زبانه‌هایی از ماگمای دورگه در شرایط متفاوت نسبت به برونبوم‌ها نسبت داد. برخی از ویژگی‌های سنگ‌های نفوذی مجموعه آذرین نفوذی ملایر عبارتند از: طیف گسترده تغییرات سیلیس (اسیدی-بازیک) در تجزیه شیمی سنگ کل این توده‌های نفوذی (۷۸-۴۷٪) به همراه تغییر ترکیب کانی‌شناسی (شکل ۵ ت) از گرانیت تا دیوریت، نبود مسکوویت اولیه در بررسی‌های سنگ‌نگاری واحدها، تغییر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) از ۱٫۸۸ تا ۰٫۴۵ (شکل ۵ پ)، وجود هیپرستن به طور متوسط در همه نمونه‌ها و دیوپسید به طور متوسط در تعدادی از آنها، مشاهده شاخص‌هایی از کانه‌زایی ناچیز مس، نبود درجات شدید دگرگونی و توالی‌های کامل دگرگونی تا مرز تشکیل گنیس و میگماتیت، حضور توده‌های مقاوم یا سورمیکاسه، برونبوم‌های ماگمایی اسیدی و بازیک، زینولیت‌های دگرگونی و زبیگانه بلورهای پایدار، عدم حضور نه چندان گسترده هورنبلند در نمونه‌های گرانیتی منطقه، ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا و متاآلومین تا اندکی پرآلومین توده‌های نفوذی منطقه (شکل ۴)، و همخوانی الگوی پراکندگی‌ها در نمودارهای CaO-FeO و Na_2O-K_2O (شکل-های ۵ الف و ب) با گرانیت‌های نوع S و I نوار لاخلان [۴۷]. این بیانگر نبود ویژگی‌ها مرز مشخص بین گرانیت نوع S و I در این منطقه و نزدیکی بیشتر به گرانیت آندی نوع I است، چنان که در شکل ۵ ت دیده می‌شود.

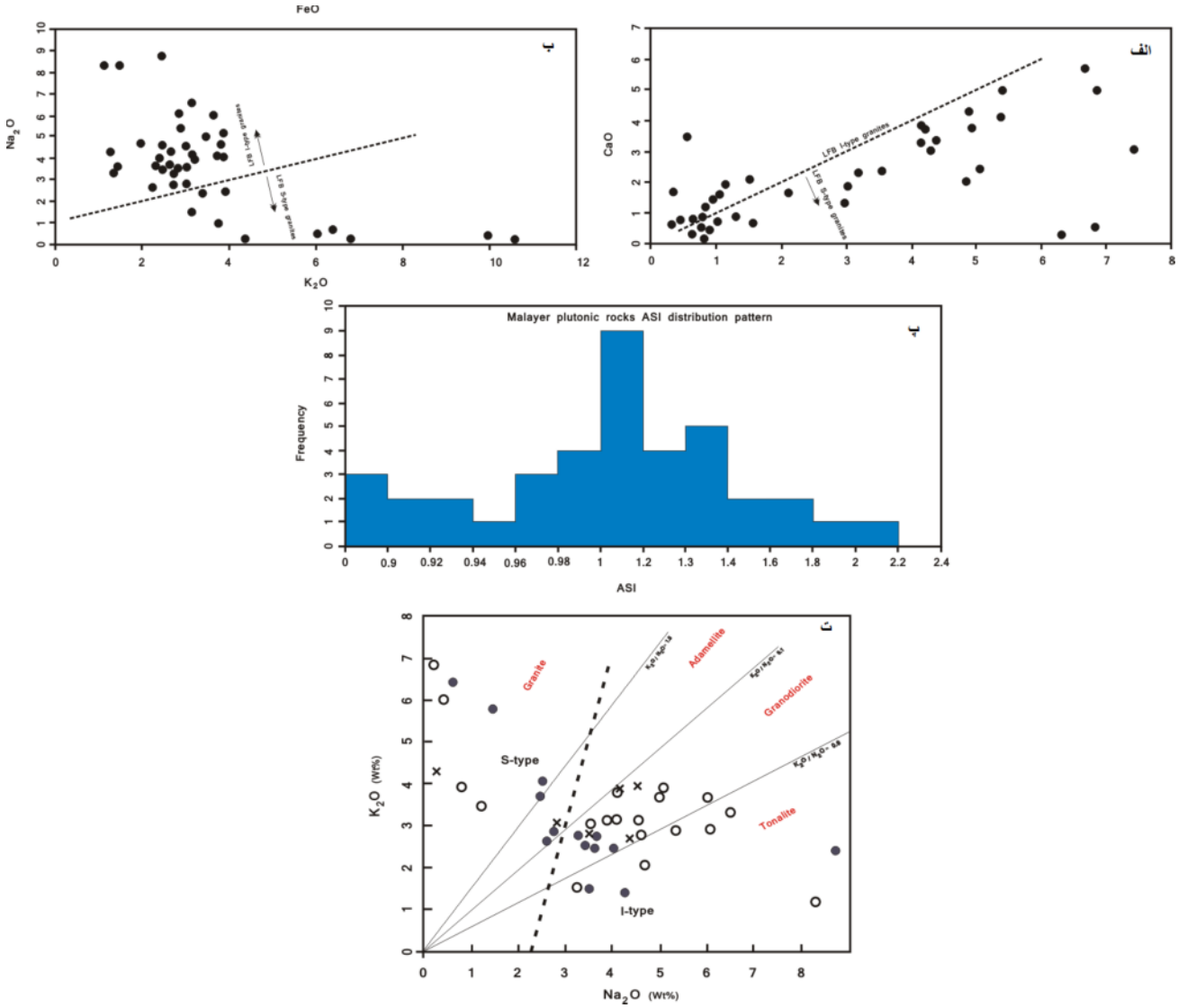


شکل۴ ماهیت آهکی قلیایی گرانیت‌های ملایر در نمودار AFM و همخوانی آن با روند چند نوع از گرانیت‌های کمان کرانه قاره‌ای که به صورت نقطه چین در نشان داده شده‌اند و در جدول کناری به منابع آنها اشاره شده است. گرایش بالای نمونه‌ها به قطب قلیایی بیانگر مشارکت جزء پوسته‌ای در تشکیل آنهاست.

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019



شکل۵ الف و ب: جایگاه نمونه‌های منطقه مورد بررسی در نمودارهای CaO-FeO و Na_2O-K_2O در مقایسه با جایگاه گرانیت‌های نوع- S و I نوار لاخلان [۴۷] که بیانگر حضور ترکیبی هر دو نوع گرانیت در منطقه است (البته فراوانی نمونه‌های با نزدیکی به نوع I بالاتر است). پ) پراکندگی بسیار گسترده تغییرات درجه اشباع از آلومینیوم در نمودار فراوانی که با توجه به مشاهدات صحرایی و بررسی‌های زمین شیمیایی محتمل‌ترین و مهمترین عامل برای این وضعیت آلایش پوسته‌ای گسترده است. بنابراین تفکیک خاستگاه گرانیت‌های منطقه بر اساس این عامل منطقی نیست، اما اغلب نمونه‌هایی که ماهیت متاآلومینی دارند از نظر سایر ویژگی‌ها نیز شباهت خوبی به گرانیت‌های نوع- I نشان می‌دهند. ت: تغییرات ترکیب نمونه‌های اسیدی و تقسیم‌بندی به گرانیت‌های S و I [۴۸]. نسبت K_2O به Na_2O روی خطوط مرزی واحدهای سنگی به ترتیب از پایین به بالا ۰٫۶، ۰٫۱ و ۱٫۵ است.

بررسی روندهای زمین شیمیایی

با توجه به نتایج تجزیه‌های زمین شیمیایی ۵۰ نمونه از سنگ-های منطقه و ۱۰ نمونه برونبوم، جدول‌های ۱ و ۲) برونبوم‌ها از نظر مقدار سیلیس (۵۹-۴۸٪) بین سنگ‌های بازیک (حدود ۴۸٪) و اسیدی-حدواسط (۷۸-۵۲٪) قرار دارند. بررسی نمودار هارکر عناصر اصلی و فرعی نشان داده است که با افزایش مقدار SiO_2، مقادیر اکسیدهای FeO_t، TiO_2، MgO، MnO، CaO و Al_2O_3 از نمونه‌های بازیک به اسیدی کاهش می‌یابد. مشاهده و بررسی روند تغییرات مقادیر عناصر اصلی در برونبوم‌ها نیز نشان دهنده روند نزولی تغییرات اکسیدهای $FeO_{(t)}$، MgO، CaO و TiO_2 با افزایش SiO_2 و مقادیر پراکنده برای اکسیدهای K_2O و Na_2O است (شکل ۶). مقادیر اکسیدهایی چون FeO_t، TiO_2، MgO و MnO کنترل تبلور فازهای اولیه چون هورنبلند سبز و بیوتیت است که در واحدهای اسیدی از

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

دیوریت‌ها تا گرانودیوریت و مونزوگرانیت‌ها دیده می‌شوند. این کانی‌ها بیشترین فراوانی را در واحد دیوریتی دارند که با افزایش SiO_2 از مقدار هورنبلند سبز کاسته و بر مقدار بیوتیت افزوده می‌شود. کاهش مقادیر TiO_2، $FeO_{(t)}$ و MgO با افزایش مقدار SiO_2 (شکل ۷) در برونبوم‌ها نیز می‌تواند در اثر جدایش بیوتیت طی جدایش درونی ماگمای برونبوم و میزبان همراه با فرآیندهای آمیختگی ماگمایی ایجاد شود [۴۹]. افزون بر این، کاهش نسبت حجمی کانی‌های روتیل، اسفن و ایلمنیت نیز در ایجاد روند نزولی دیده شده در برونبوم‌ها مؤثر هستند. Na_2O و K_2O در نمونه‌های اسیدی روندی تقریباً افزایشی نشان می‌دهند که بیانگر روند عمومی پیشرفت جدایش ماگمایی و انباشت آنها در مذاب باقیمانده و شرکت در ترکیب فازهایی چون فلدسپارهاست. روند دیده شده از این دو اکسید از سنگ‌های بازیک به اسیدی منطقه پیوسته نیست، زیرا Na_2O و K_2O در برونبوم‌ها و سنگ‌های بازیک منطقه همبستگی ضعیفی با SiO_2 دارند و روند مشخصی نسبت به تغییرات SiO_2 در آنها دیده نمی‌شود. شباهت مقادیر این دو اکسید به شدت متحرک در برونبوم‌ها و سنگ میزبان و پراکندگی‌های دیده شده را می‌توان به آلایش ماگمایی، یا دگرسانی‌ها و در کل تحرک بالای این عناصر نسبت داد [۵۰]. روند نزولی دیده شده برای اکسیدهای CaO، Al_2O_3 و P_2O_5 در سنگ‌های اسیدی منطقه بیانگر مشارکت آنها در ساختار پلاژیوکلازها و آپاتیت است به طوری که با پیشرفت درجه جدایش، ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت در دیوریت‌ها به آندزین در نمونه‌های اسیدی‌تر تغییر کرده و مقدار آپاتیت در گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌ها افزایش یافته است. این روند در سنگ‌های بازیک و برونبوم‌ها دیده نمی‌شود. تغییرات Al_2O_3 در برونبوم‌ها روندی با شیب مثبت و همبستگی مناسبی با SiO_2 نشان می‌دهد که با روند صعودی درجه اشباع از آلومینیم برونبوم‌ها با افزایش SiO_2 و افزایش نسبت حجمی پلاژیوکلاز در آنها همخوانی دارد. گفتنی است که Al_2O_3 به عنوان اکسیدی ناسازگار و کم تحرک الگوی تغییرات یکسان و مقادیر مشابهی بین برونبوم و سنگ میزبان نشان نمی‌دهد (شکل ۷). مقدار P_2O_5 موجود در برونبوم‌ها با میانبارهای آپاتیت سوزنی فراوان دیده شده در بیوتیت‌ها و فلدسپارهای آن قابل توجیه است. به باور برخی [۵۲،۵۱] فراوانی سوزن‌های آپاتیت نشانه تبلور سریع سنگ از مذابی است که به طور موضعی از P_2O_5 اشباع شده است. افزون بر این، پیشنهاد شده است که رشد بلورهای آپاتیت سوزنی شکل می‌تواند نشانگر کانی‌شناسی خوبی بر پایه آمیختگی ماگمایی ناقص[1] باشد [۵۴،۵۳]. هیبارد [۵۵] نیز عقیده دارد که این بلورها یک بافت آمیخته ماگمایی را نشان می‌دهند. بررسی مقادیر عناصر کمیاب (شکل های ۶ و ۷) نشان می‌دهد که عناصر Cr، CO، Ni، V، Sr، Sc و Nb روندی نزولی با افزایش SiO_2 داشته و عناصر Rb، Th و Ba روند تقریباً صعودی دارند و سایر عناصر روندی پراکنده نشان می‌دهند. روند خطی و کاهش پیشرونده مقادیر Ni، Cr و CO با افزایش SiO_2 از سنگ‌های بازیک به اسیدی و همگام با آن از برونبوم به میزبان، نشانه‌ای برای ارتباط احتمالی بین این واحدها و خاستگاه بازیک‌تر برونبوم‌های ماگمایی نسبت به سنگ میزبان گرانیتی است [۵۴]. عناصر V، Sc و Sr روندی نزولی و Rb روندی تقریباً صعودی نشان می‌دهند (شکل ۶) که می‌توان آنها را به جانشینی قسمت عمده V به جای Fe^{+3} در ساختار مگنتیت، Sc به جای Fe^{+3} در ساختار کانی‌های فرومنیزین، Sr به جای Ca در ساختار پلاژیوکلاز و Rb به جای K در ساختار فلدسپار پتاسیم و بیوتیت نسبت داد [۵۷،۵۶]. افزون بر این، همبستگی پایین بین مقادیر K_2O و Sr بیانگر نقش ناچیز فازهای پتاسیم‌دار در توزیع Sr و تمرکز احتمالی این عنصر در فازهای کلسیمی است. روند تقریباً افزایشی Ba نیز با تبلور کانی‌های پتاسیم‌دار در سنگ‌های اسیدی منطقه هماهنگ است. همچنین، همبستگی منفی مقادیر وانادیوم با SiO_2 را می‌توان به جدایش کانی‌های آهن تیتانیوم‌دار و کاهش نسبت حجمی آنها در نمونه‌های جدایش یافته‌تر نسبت داد. تغییرات بسیار در نسبت Ba/La (۵۷-Ba/La:۱) بیانگر نقش سیال‌ها در شکل‌گیری این سنگ‌هاست و بنابراین خاستگاه آنها می‌باید گوشته سنگ کره‌ای یا پوسته زیرین باشد که هر دو به علت فعالیت سیال‌های آزاد شده طی فرآیندهای مربوط به فرورانش، ماهیتی ناهمگن می‌یابند. روند نزولی تغییرات وانادیوم در برونبوم‌ها همراه با افزایش Nb نسبت به تغییرات SiO_2 بیانگر روند عمومی جدایش ماگمایی در آنهاست [۵۸]. با وجود همبستگی بالای دیده شده بین مقادیر Ba و SiO_2 در سنگ میزبان برونبوم‌ها، شیب نزولی تغییرات آن با توجه به سازگاری Ba با K در ساختار فلدسپارهای قلیایی پتاسیمی و بیوتیت، غیرعادی است و

1 - magma mingling

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

می‌توان آنرا به برقراری تعادل شیمیایی با برونبوم در حالت مذاب یا نیمه مذاب و روند نامشخص تغییرات Ba در برونبوم‌ها را به حجم‌های متفاوت تبادل یافته از این عنصر بین برونبوم‌ها و میزبان‌ها مربوط دانست. بدین ترتیب، چنان که در مقیاس عناصر کمیاب دیده می‌شود نوعی گسستگی بین روندهای سنگ‌های اسیدی منطقه و برونبوم‌ها و سنگ‌های بازیک وجود دارد. افزون بر این، مقایسه الگوی مقادیر بهنجار شده عناصر کمیاب برونبوم‌ها و سنگ میزبان بیانگر نوعی همگن‌شدگی در مقیاس این عناصر بین برونبوم و سنگ میزبان در حالت مذاب، نیمه مذاب و حتی جامد است (شکل ۸).

جدول۱ نتایج تجزیه شیمیایی(ICP) نمونه‌های گرانیتی منطقه ملایر [۱۵]

شماره نمونه	SiO_2	$Ti0_2$	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_20_5	LOI	Ba	Rb	Sr	Th	Zr	Ni	Sc	V	Pb	Cr
S31	۶۳٫۰۹	۰٫۸۱	۱۹٫۱	۶٫۳۲۶	۰٫۱۴	۲٫۱۶	۰٫۳۱	۴٫۲۹	۱٫۲۷	۰٫۱۶۵	۱٫۳۷	۳۵۹	۲۳۴	۸۷	۱۳	۳۲۰	۵۵	۱۵	۱۶۶	۲۰	۱۳۴
S106	۶۳٫۷۶	۰٫۶	۱۵٫۴	۴٫۸۷۷	۱٫۰	۲٫۸۵	۴٫۳۲	۳٫۶۶	۲٫۶۴	۰٫۱۴۲	۰٫۸۶	۵۳۷	۱۶۱	۲۹۴	۱۴	۱۲۹	۳۰	۱۸	۱۰۶	۱۱	۷۱
S110	۶۱٫۸	۰٫۶۵	۱۵٫۹	۵٫۴۰۸	۱۱٫۰	۳٫۳	۴٫۹۷	۳٫۲۸	۲٫۷۳	۰٫۱۵۷	۰٫۷۳	۵۳۲	۱۶۶	۳۱۴	۱۴	۱۲۰	۳۷	۲۱	۱۲۶	۱۱	۸۸
S117	۵۸٫۲۳	۰٫۷۲	۱۵٫۱	۶٫۶۶۸	۱۳٫۰	۵٫۸۷	۵٫۷۲	۲٫۶۳	۲٫۲۳	۰٫۱۳۸	۱٫۴۸	۵۲۷	۱۴۴	۲۷۸	۱۱	۱۵۱	۱۰۰	۲۷	۱۷۷	۲۲	۲۱۷
S133	۶۰٫۳۹	۰٫۸۷	۱۴٫۷	۵٫۳۹	۱٫۰	۵٫۴۹	۴٫۱۲	۳٫۹۶	۲٫۴۱	۰٫۲۰۲	۱٫۱۳	۵۵۶	۲۲۱	۲۰۱	۲۱	۱۶۸	۱۴۵	۲۱	۱۲۷	۱۸	۲۸۵
S154	۹۲٫۹۴	۰٫۸۵	۱۸٫۸	۶٫۸۲	۱۷٫۰	۲٫۱۱	۰٫۵۴	۳٫۶۱	۱٫۴۲	۰٫۲۰۹	۱٫۶۴	۴۵۹	۱۵۷	۱۰۶	۱۲	۱۳۴	۵۹	۱۵	۱۶۳	۳۱	۱۰۸
S163	۵۹٫۱۴	۰٫۹۲	۱۸	۶٫۸۵۶	۱۳٫۰	۲٫۲	۴٫۹۸	۲٫۷۶	۲٫۷	۰٫۲۶۴	۰٫۶۷	۷۵۷	۱۲۳	۲۸۹	۴	۱۷۴	۲۰	۲۲	۱۳۰	۵	۴۵
S68	۶۵٫۴۲	۰٫۳۷	۱۵٫۸	۳٫۵۵۴	۰۷٫۰	۲	۲٫۳۷	۲٫۴۴	۳٫۹۱	۰٫۲۰۳	۳٫۲۳	۴۰۱	۱۲۳	۲۱۵	۱۵	۱۱۱	۷	۸	۸۷	۱۳	۲۳
S80	۶۹٫۲۴	۰٫۳۷	۱۵٫۴	۳٫۱۸۵	۰۶٫۰	۱٫۲	۲٫۳۲	۲٫۳۶	۳٫۴	۰٫۱۶۴	۱٫۶۶	۴۳۳	۱۱۹	۳۱۷	۱۰	۹۱	۱۳	۸	۵۳	۱۹	۵۷
S164	۶۴٫۶۸	۰٫۶۹	۱۶٫۹	۵٫۰۵۷	۱۱٫۰	۱٫۷۵	۲٫۴۴	۳٫۶۴	۲٫۳	۰٫۱۶۱	۱٫۶۳	۴۸۶	۱۸۴	۱۶۰	۲۰	۲۷۱	۳۵	۱۴	۱۱۷	۲۴	۷۱
S187	۶۸٫۷۹	۰٫۵۱	۱۷٫۸	۰٫۵۵۸	۰٫۰۲	۰٫۳۴	۳٫۴۶	۰٫۶۶۳	۶٫۴۱	۰٫۱۳۶	۰٫۷۷	۷۰	۲۸	۵۵۹	۲۶	۲۸۴	۴	۸	۲۵	۱۳	۳۳
S156	۶۶٫۴۱	۰٫۰۹	۱۷٫۹	۱٫۳۰۵	۰٫۰۳	۰٫۴۳	۰٫۸۹	۸٫۷۱	۲٫۴۴	۰٫۷۳۵	۰٫۸۲	۳۹۲	۲۰۶	۱۰۴	۵	۷۸	۳	۴	۸	۸۶	۱۸
S150	۶۰٫۰۴	۱٫۳	۱۷٫۲	۷٫۴۱۴	۰٫۱۲	۲٫۲۶	۳٫۰۸	۳٫۴۵	۲٫۴۷	۰٫۱۲۲	۱٫۲۸	۳۳۸	۱۹۹	۲۱۶	۶۷	۱۱۲	۳۱	۲۵	۷۹	۲۰	۵۸
S44	۶۴٫۷۷	۰٫۵۴	۱۶٫۶	۴٫۳۰۱	۰٫۰۷	۱٫۳۶	۳٫۰۴	۳٫۹۴	۳٫۲۱	۰٫۱۶	۰٫۹۱	۹۳۵	۱۸۰	۲۸۵	۲۲	۳۴۱	۱۵	۱۱	۶۱	۱۲	۶۲
S54	۶۶٫۲۸	۰٫۵۹	۱۵٫۳	۴٫۱۷۵	۰٫۰۸	۲٫۴۴	۳٫۸۲	۰٫۹۰۳	۳٫۷۷	۰٫۱۳۱	۱٫۹۷	۴۰۶	۴۰	۵۶۸	۲۰	۱۸۴	۲۵	۱۵	۱۰۰	۲۳	۶۸
S134	۷۴٫۷۷	۰٫۰۲	۱۵٫۱	۰٫۸۸۲	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۵	۴٫۲	۳٫۱۶	۰٫۳۵	۰٫۴۸	۶۰	۱۴۷	۳۰	۳	۹۰	۲	۲	۰	۲۵	۳۰
S157	۶۵٫۲۲	۰٫۵۴	۱۶٫۶	۴٫۳۹۱	۰٫۰۸	۱٫۵۹	۳٫۳۷	۳٫۵۹	۳٫۰۴	۰٫۱۶۲	۰٫۷۴	۵۹۴	۱۳۹	۲۷۴	۱۸	۲۸۳	۱۷	۱۱	۷۸	۱۶	۵۹
S188	۷۰٫۷۱	۰٫۳۴	۱۴٫۵	۲٫۹۶۹	۰٫۰۵	۰٫۷۶	۱٫۳۶	۴٫۵۳	۳٫۰۲	۰٫۰۷۹	۱٫۰۹	۱۰۷۰	۱۳۲	۳۱۴	۳۰	۲۴۰	۶	۱۰	۳۰	۱۵	۵۸
S189	۷۵٫۴۲	۰٫۱	۱۳	۱٫۱۵۲	۰٫۰۲	۰٫۳۸	۱٫۸۸	۴٫۶۷	۱٫۹۸	۰٫۰۲۶	۱٫۰۲	۱۶۲۰	۱۰۳	۲۹۲	۴۴	۱۹۲	۵	۲	۱۰	۲۸	۷۳
S40	۷۳٫۸۷	۰٫۱۳	۱۴٫۵	۰٫۹۹۹	۰٫۰۲	۰٫۲۹	۰٫۷۱	۴٫۹۶	۳٫۴۸	۰٫۲۸۵	۰٫۷۴	۱۶۴	۲۴۶	۶۳	۶	۱۴۵	۴	۲	۶	۴۴	۱۳
S90	۷۳٫۳۵	۰٫۰۴	۱۴٫۹	۰٫۸۰۱	۰٫۰۲	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۸٫۲۹	۱٫۱۲	۰٫۱۴۴	۰٫۶۸	۱۲۴	۴۰۷	۶۰	۲	۱۲۵	۳	۴	۲	۴۷	۳۰
S91	۷۴٫۱۲	۰٫۰۷	۱۴٫۶	۰٫۳۱۵	۰	۰٫۱۶	۰٫۶۲	۵٫۱	۳٫۸۸	۰٫۳۱۸	۰٫۶۵	۵۸	۲۲۲	۲۸	۳	۱۰۰	۰	۲	۲	۲۳	۸
S112	۷۶٫۴۲	۰٫۰۲	۱۳٫۷	۰٫۷۶۵	۰٫۰۷	۰٫۱۵	۰٫۷۵	۴٫۰۹	۳٫۷۵	۰٫۱۰۶	۰٫۵	۲۱	۱۹۳	۱۹	۴	۱۸۷	۰	۰	۰	۳۷	۱۳
S125	۷۱٫۶۱	۰٫۲	۱۴٫۶	۲٫۱۱۵	۰٫۰۶	۰٫۴۶	۱٫۶۹	۵٫۳۹	۲٫۹	۰٫۰۸۶	۰٫۳۹	۶۱۸	۲۲۲	۱۶۸	۲۹	۱۶۴	۵	۶	۲۰	۲۲	۳۷
S149	۷۶٫۳۶	۰٫۱۷	۱۳٫۲	۱٫۵۳	۰٫۰۳	۰٫۴۵	۲٫۰۵	۱٫۴۹	۳٫۱۴	۰٫۰۸۸	۱٫۰۳	۳۰۸	۶۵	۳۲۲	۴۶	۱۲۱	۱۲	۵	۱۸	۳۴	۳۰
S152	۷۷٫۳۲	۰٫۰۵	۱۴٫۹	۰٫۶۳	۰٫۰۲	۰٫۱۵	۰٫۳۳	۳٫۳۲	۱٫۳۷	۰٫۰۷	۱٫۷۴	۸۰	۸۸	۴۴	۴	۱۰۲	۲	۲	۴	۲۸	۲۳
S174	۷۲٫۴۲	۰٫۰۹	۱۴٫۴	۰٫۸۴۶	۰٫۰۲	۰٫۲۵	۱٫۱۵	۶٫۵۳	۳٫۱۴	۰٫۲۷۴	۰٫۵۴	۳۳۵	۱۵۳	۱۲۹	۳	۱۱۱	۱۷	۲	۸	۲۳	۴۶
S175	۷۷٫۳۵	۰٫۰۷	۱۲٫۴	۰٫۹۹	۰٫۰۲	۰٫۱۶	۱٫۴۷	۴٫۴۵۸	۲٫۴۷	۰٫۰۱۶	۰٫۳۷	۳۹۹	۱۳۸	۱۵۵	۱۷	۲۱۴	۵	۳	۷	۲۰	۴۸
S61	۷۳٫۸۸	۰٫۰۵	۱۴٫۱	۰٫۴۳۲	۰	۰٫۱۷	۰٫۷۳	۶	۳٫۶۶	۰٫۴۵۵	۰٫۲۹	۸۳	۲۶۸	۶۶	۲	۱۲۸	۳	۲	۴	۲۴	۳۱
S73	۷۱٫۴۳	۰٫۲۹	۱۵٫۱	۱٫۵۴۸	۰٫۰۱	۲٫۴۲	۰٫۶۸	۰٫۴۹۶	۶٫۰۴	۰٫۰۹۲	۱٫۵۸	۷۹	۱۲	۸۵	۲۰	۱۲۴	۷	۹	۳۴	۳	۲۰
S93	۷۵٫۶۶	۰٫۰۷	۱۳٫۱	۰٫۶۵۷	۰٫۰۱	۰٫۲۲	۰٫۷۳	۶٫۰۸	۲٫۸۵	۰٫۰۹۴	۰٫۴۵	۵۶۹	۱۶۶	۲۲۷	۳۳	۱۰۸	۳	۱	۷	۱۴	۲۵
S116	۷۶٫۹	۰٫۰۶	۱۳٫۴	۰٫۸۰۱	۰٫۰۱	۰٫۴۶	۰٫۵۲	۰٫۱۹۲	۶٫۸	۰٫۰۱۸	۰٫۴۹	۳۶	۸	۱۲۵	۲۴	۸۱	۲	۳	۳	۲	۱۶
S56	۶۳٫۷۲	۰٫۶	۱۵٫۹	۴٫۸۳۲	۰٫۰۷	۵٫۰۱	۲٫۰۱	۰٫۲۴۲	۴٫۳۷	۰٫۱۴۳	۲٫۶۶	۷۰	۹	۲۴۷	۱۶	۱۵۰	۲۴	۱۷	۱۰۰	۳	۸۳
S183	۶۳٫۵۳	۰٫۶	۱۵٫۵	۴٫۹۲۲	۰٫۰۹	۲٫۹۵	۳٫۷۷	۳٫۴۹	۲٫۸	۰٫۱۳۹	۱٫۳۸	۵۴۱	۱۵۳	۳۰۱	۱۷	۲۸۰	۳۵	۱۷	۱۱۵	۱۲	۱۲۶
S186	۶۲٫۷۳	۰٫۴۶	۱۷٫۵	۴٫۱۳۹	۰٫۰۶	۰٫۹۲	۳٫۳۱	۴٫۰۸	۳٫۸۸	۰٫۱۰۷	۱٫۹۲	۱۴۱۰	۱۳۴	۳۸۰	۱۷	۲۹۷	۷	۱۱	۳۸	۱۰	۴۷
S38	۶۷٫۸۳	۰٫۳	۱۴٫۹	۳٫۰۱۴	۰٫۰۶	۰٫۹۷	۱٫۸۵	۴٫۶۱	۳٫۸۳	۰٫۱۲۹	۲٫۱۷	۶۳۹	۲۲۹	۱۸۲	۳۰	۱۱۰	۱۱	۸	۴۰	۵	۴۲
S126	۶۴٫۶۲	۰٫۵۷	۱۵٫۵	۴٫۲۰۲	۰٫۰۹	۲٫۴	۳٫۷۵	۲٫۸۱	۳٫۰۳	۰٫۱۳	۲٫۲۴	۴۵۶	۱۳۱	۲۸۳	۲۳	۱۲۷	۲۵	۱۵	۱۰۵	۸	۶۶
S127	۶۳٫۸۶	۱٫۱۶	۱۹٫۹	۰٫۳۴۲	۰	۰٫۹۲	۱٫۶۹	۰٫۴۰۷	۱۰	۰٫۵۱۴	۱٫۰۹	۴۹	۱۱	۸۶	۲۸	۱۴۱	۴	۳	۴۱	۸	۲۲
S161	۶۵٫۲۹	۰٫۱۷	۱۹٫۷	۰٫۳۴۲	۰٫۰۱	۱٫۰۱	۰٫۸۲	۰٫۱۳۴	۱۰٫۶	۰٫۲۷۱	۰٫۸۲	۱۳	۱۰	۳۶	۸	۱۴۱	۵	۲	۸	۱	۶
S191	۶۴٫۷۱	۰٫۱۲	۲۱٫۹	۱٫۰۴۴	۰٫۰۵	۰٫۳۴	۱٫۶	۴٫۳۳	۲٫۶۷	۰٫۲۷۹	۲٫۳۸	۶۱۹	۱۰۶	۲۲۳	۴	۱۸۱	۵	۳	۱۴	۸۱	۴۲

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

ادامه جدول۱

شماره نمونه	Co	Cu	Mo	Zn	Sn	Hf	W	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Nb
S31	۱۶	۱۰	۰	۱۲۵	۴	۶	۷	۳۴	۷۶	۲۲	۴	۱	۵	۱	۳	۱	۲	۰	۱	۰	۸	۱۲
S106	۱۴	۱۳	۰	۵۸	۱	۵	۰	۳۵	۷۱	۲۴	۴	۱	۵	۱	۶	۱	۳	۰	۳	۰	۲۸	۱۰
S110	۱۷	۲۰	۱	۵۷	۱	۸	۰	۳۱	۶۵	۲۳	۳	۱	۵	۱	۶	۱	۳	۰	۳	۰	۲۹	۱۱
S117	۲۵	۲۸	۰	۸۷	۲	۷	۱	۳۲	۶۵	۱۹	۳	۱	۵	۱	۶	۱	۳	۰	۳	۰	۲۷	۱۰
S133	۲۴	۴۴	۰	۶۹	۳	۷	۲	۵۳	۱۰۵	۱۸	۳	۲	۵	۱	۶	۱	۳	۰	۳	۰	۳۴	۱۳
S154	۱۸	۱۶	۱	۱۲۲	۳	۶	۱	۳۷	۷۴	۲۸	۳	۱	۵	۱	۴	۱	۲	۱	۱	۱	۱۰	۱۳
S163	۱۶	۷	۰	۹۵	۲	۵	۰	۱۷	۳۴	۲۳	۴	۱	۶	۱	۳	۱	۳	۱	۲	۱	۱۶	۱۳
S68	۹	۲۵۶	۱	۵۷	۱	۶	۱۷	۳۷	۶۷	۳۱	۶	۱	۵	۱	۳	۱	۱	۰	۱	۰	۱۴	۱۵
S80	۸	۵	۱	۳۲	۵	۴	۴	۲۸	۵۴	۲۶	۸	۱	۵	۱	۵	۱	۴	۱	۲	۱	۲۰	۹
S164	۱۴	۱۹	۱	۶۵	۱	۵	۰	۴۴	۸۵	۲۴	۶	۱	۵	۱	۴	۰	۲	۱	۱	۱	۱۲	۱۳
S187	۱	۵	۱	۲۷	۱۱	۷	۱	۳۸	۶۹	۲۶	۶	۱	۵	۱	۷	۱	۲	۰	۳	۰	۳۱	۱۵
S156	۱	۳۷	۱	۹	۱	۴	۰	۰	۳۸	۱۸	۴	۰	۴	۱	۴	۱	۲	۰	۱	۰	۱۰	۰
S150	۲۱	۳	۰	۱۱۵	۱	۷	۰	۱۲۱	۲۲۱	۲۷	۶	۲	۵	۰	۷	۱	۵	۰	۳	۰	۳۱	۹
S44	۱۰	۸	۱	۶۴	۱	۷	۳	۴۹	۹۹	۲۹	۷	۲	۵	۱	۴	۱	۳	۰	۲	۰	۲۰	۱۴
S54	۱۰	۱۵	۰	۴۸	۱	۵	۱	۳۸	۸۵	۳۵	۸	۱	۵	۱	۷	۱	۳	۰	۳	۰	۳۲	۱۲
S134	۱	۷	۱	۲۳	۷	۴	۶	۰	۳۶	۲۳	۴	۲	۵	۱	۳	۱	۷	۰	۱	۰	۶	۱۱
S157	۱۰	۶	۱	۴۸	۱	۴	۲	۴۴	۸۵	۲۹	۷	۲	۵	۱	۶	۱	۲	۰	۳	۰	۲۵	۱۱
S188	۵	۳	۱	۴۴	۱	۳	۰	۱۰۸	۱۸۱	۲۵	۵	۲	۵	۱	۵	۱	۳	۰	۳	۰	۲۴	۸
S189	۳	۳	۲	۴۶	۱	۴	۱	۷۸	۱۶۱	۲۱	۶	۲	۴	۱	۳	۱	۳	۰	۲	۰	۶	۵
S40	۲	۲	۰	۲۳	۲	۴	۱	۱۱	۳۴	۲۵	۶	۱	۴	۱	۴	۰	۲	۰	۱	۰	۱۲	۱۱
S90	۱	۴	۱	۸	۷	۳	۹	۰	۳۵	۲۵	۷	۲	۵	۱	۳	۱	۵	۰	۱	۰	۵	۵
S91	۰	۰	۰	۷	۲	۴	۲	۰	۲۴۵	۲۶	۹	۱	۴	۱	۳	۱	۶	۱	۱	۱	۶	۵
S112	۱	۱	۰	۲۰	۸	۶	۱	۰	۳۹	۲۱	۷	۲	۵	۱	۴	۰	۲	۱	۱	۱	۸	۳
S125	۳	۳	۱	۲۹	۲	۲	۲	۷۳	۱۳۱	۲۵	۶	۲	۴	۱	۶	۱	۳	۱	۳	۱	۲۸	۹
S149	۴	۱۰	۱	۳۱	۲	۳	۱	۶۰	۱۱۰	۲۵	۶	۱	۴	۱	۳	۱	۳	۱	۱	۱	۱۵	۴
S152	۲	۲۰	۱	۳	۴	۵	۱۰	۰	۳۷	۲۹	۸	۱	۴	۱	۳	۱	۴	۱	۳	۱	۶	۳
S174	۱	۸	۲	۱۷	۱	۴	۰	۰	۳۲	۲۱	۶	۱	۵	۱	۴	۰	۴	۰	۱	۰	۱۰	۷
S175	۲	۸	۲	۱۷	۱	۳	۱	۱۸	۳۲	۲۶	۷	۱	۵	۱	۳	۰	۲	۰	۱	۰	۱۴	۵
S61	۳	۲	۱	۹	۰	۵	۴	۰	۳۹	۲۴	۴	۱	۴	۱	۴	۰	۲	۰	۱	۰	۱۱	۴
S73	۲	۲	۰	۹	۲	۳	۱	۴۷	۹۱	۲۵	۶	۱	۴	۱	۴	۱	۲	۱	۲	۰	۱۸	۸
S93	۱	۲	۱	۸	۰	۵	۲	۲۵	۴۳	۲۸	۹	۱	۵	۱	۳	۰	۳	۰	۱	۰	۹	۴
S116	۱	۴	۰	۲	۱	۳	۰	۴۰	۷۶	۳۲	۱۰	۱	۴	۱	۴	۱	۲	۱	۱	۱	۱۸	۷
S56	۱۰	۱	۱	۴۵	۲	۷	۲	۳۷	۸۰	۲۶	۵	۱	۵	۱	۵	۱	۳	۰	۳	۰	۲۸	۱۱
S183	۱۵	۱۳	۲	۵۸	۱	۹	۱	۳۳	۶۵	۲۴	۴	۱	۴	۱	۶	۱	۳	۱	۲	۱	۲۶	۱۰
S186	۷	۷	۱	۴۳	۱	۶	۰	۷۱	۱۲۹	۲۶	۶	۱	۶	۱	۴	۱	۳	۰	۲	۰	۲۰	۱۱
S38	۶	۵	۱	۳۵	۱	۵	۳	۵۴	۹۸	۲۷	۷	۲	۴	۱	۶	۱	۲	۰	۳	۰	۲۶	۱۴
S126	۱۲	۵	۰	۵۲	۲	۷	۱	۶۷	۱۲۶	۲۸	۸	۱	۵	۱	۵	۱	۲	۰	۳	۰	۳۰	۱۱
S127	۱	۴	۰	۳	۱	۸	۱۹	۱۹	۳۹	۲۶	۷	۱	۵	۱	۳	۱	۲	۱	۱	۰	۶	۷
S161	۲	۳	۰	۲۳	۰	۶	۰	۰	۳۰	۲۹	۷	۰	۴	۱	۴	۱	۳	۰	۱	۰	۶	۳
S191	۲	۲	۰	۱۷	۴	۶	۳	۱۱	۳۲	۲۶	۷	۱	۵	۱	۳	۱	۲	۰	۱	۰	۶	۴

جدول۲ نتایج تجزیه شیمیایی ICP نمونه‌های حدواسط و بازیک [۱۵] و تجزیه XRF برونبومهای بازیک منطقه ملایر [۳۲].

سنگ	SiO_2	$Ti0_2$	Al_2O_3	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_20_5	Ba	Rb	Sr	Th	Zr	Ni	Sc	V	Pb	Cr	Co
m76	۵۹	۰٫۴۷	۲۴٫۴	۰٫۵۲	۰٫۰۱	۰٫۱۵	۶٫۶	۰٫۳۶	۷٫۴۲	۰٫۱۱	۱۱۸	۷	۷۲۳	۲۴	۲۰۹	۰	۴	۱۱	۸٫۵	۱۱	۱
m77	۵۹	۰٫۸۱	۱۸٫۳	۶٫۸۳	۰٫۰۹	۱٫۹۵	۵٫۲	۳٫۳۸	۳٫۲۵	۰٫۱۹	۹۰۰	۱۲۹	۴۰۸	۱۹	۱۲۷	۱۴	۱۴	۹۰	۸٫۲	۶۳	۱۴
m87	۵۶	۰٫۸۴	۲۰٫۱	۶٫۴۲	۰٫۰۸	۲٫۱۱	۱٫۸	۷٫۹۱	۲٫۶۳	۰٫۱۱	۲۳۳۰	۳۲۰	۳۲۲	۲۰	۱۵۸	۴۹	۱۶	۱۹۱	۳۶٫۵	۷۴	۱۷
m101	۵۷	۰٫۴۷	۱۵٫۹	۷٫۰۳	۰٫۲۱	۴٫۰۸	۴٫۹	۶٫۳۸	۲٫۴۹	۰٫۳۴	۱۵۹۰	۱۷۹	۴۰۰	۳۹	۱۱۸	۴۰	۱۵	۱۲۱	۱۴٫۱	۷۵	۱۵
m117	۵۸	۰٫۷۲	۱۵٫۱	۷٫۴۱	۰٫۱۳	۵٫۸۷	۵٫۷	۲٫۶۳	۲٫۲۳	۰٫۱۴	۵۲۷	۱۴۴	۲۷۸	۱۱	۱۵۱	۱۰۰	۲۷	۱۷۷	۲۱٫۸	##	۲۵
m150	۶۰	۱٫۳	۱۷٫۲	۸٫۲۴	۰٫۱۲	۲٫۲۶	۳٫۱	۳٫۴۵	۲٫۴۷	۰٫۱۲	۳۳۸	۱۹۹	۲۱۶	۶۷	۱۱۲	۳۱	۲۵	۷۹	۱۹٫۹	۵۸	۲۱
m193	۵۴	۱٫۲۶	۱۸٫۳	۹٫۳۱	۰٫۲	۲٫۹۷	۷٫۲	۱٫۰۱	۳٫۱۹	۰٫۴	۴۲٫۵	۲۲	۴۲۸	۴٫۸	۱۲۱	۱۳	۳۲	۲۱۴	۲۹٫۵	۱	۱۰
m155	۴۸	۲٫۰۲	۱۶٫۷	۱۱٫۲	۰٫۱۸	۵٫۶۹	۹٫۵	۱٫۴۱	۲٫۸۶	۰٫۳۹	۲۰۴	۶۰	۳۴۴	۳٫۸	۱۸۴	۳۲	۲۸	۲۳۰	۰	۷۴	۳۶
m159	۴۹	۱٫۰۴	۱۹٫۱	۹٫۸۷	۰٫۱۷	۵٫۸	۹٫۸	۱٫۰۶	۲٫۵۷	۰٫۲	۲۳۳	۳۰	۳۹۹	۳٫۷	۱۳۸	۲۰	۳۱	۲۳۹	۳٫۸	۶۷	۳۰
m192	۴۷	۲٫۳۳	۲۱٫۴	۱۳٫۷	۰٫۲۶	۵٫۵۲	۶٫۲	۰٫۶۶	۱٫۰۶	۰٫۰۶	۱۱۶	۲۷	۲۷۱	۲٫۹	۱۵۷	۷۴	۴۵	۴۳۶	۳٫۹	##	۳۳
	Cu	Mo	Zn	Sn	Hf	W	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Nb
m76	۰٫۶	۰	۱۳٫۷	۹٫۴	۷	۰	۹۳	۱۷۵	۳۴٫۱	۹٫۸	۱٫۴	۶٫۴	۰٫۵	۱۰	۳	۸٫۴	۰٫۲	۵	۰٫۲	۴۷	۱۵
m77	۱۶	۱	۷۰٫۱	۱٫۱	۷	۱٫۷	۶۸	۱۲۸	۳۵٫۶	۱۰٫۸	۱٫۵	۶	۰٫۸	۴٫۲	۱	۳٫۳	۰٫۳	۲	۰٫۵	۱۹	۱۵
m87	۴٫۵	۰	۷۰٫۷	۱٫۸	۶	۰٫۸	۶۰	۱۲۶	۲۹٫۸	۷٫۴	۱٫۶	۵٫۹	۰٫۸	۳٫۴	۰٫۸	۲٫۳	۰٫۵	۱٫۶	۰٫۵	۱۵	۱۵
m101	۱۳	۰٫۱	۵۵٫۶	۰٫۹	۵	۰	۷۸	۱۴۸	۳۰٫۲	۷٫۹	۱٫۷	۶٫۲	۰٫۷	۷٫۶	۱٫۵	۵٫۱	۰٫۳	۳٫۲	۰٫۳	۳۴	۲۰
m117	۲۸	۰٫۳	۸۶٫۸	۱٫۹	۷	۰٫۸	۳۲	۶۴٫۶	۱۹٫۳	۲٫۸	۱٫۱	۴٫۸	۰٫۷	۵۵	۰٫۸	۳٫۲	۰٫۳	۲٫۶	۰٫۳	۲۷	۱۰
m150	۳٫۱	۰	۱۱۵	۱٫۴	۷	۰	۱۲۱	۲۲۱	۲۷٫۱	۶٫۴	۱٫۹	۵٫۳	۰٫۳	۶۹	۱٫۳	۴٫۵	۰٫۲	۳٫۱	۰٫۲	۳۱	۹
m193	۱۷	۰٫۶	۱۰۲	۱٫۱	۸	۰٫۹	۳۴	۱۰۹	۲۸٫۴	۸٫۱	۱٫۴	۵٫۸	۰٫۷	۴٫۱	۰٫۴	۲٫۶	۰٫۴	۱٫۳	۰٫۴	۱۱	۱۰
m155	۴۲	۰٫۳	۸۳٫۴	۱٫۱	۸	۰	۱۸	۳۹٫۳	۳۱٫۷	۸٫۴	۰٫۹	۶٫۵	۰٫۹	۶۶	۱	۳٫۸	۰٫۴	۲٫۸	۰٫۴	۲۷	۱۵
m159	۲۷	۰٫۳	۸۲٫۵	۰٫۲	۷	۰	۲۵	۵۲٫۷	۳۵٫۸	۱۰٫۴	۰٫۹	۶٫۱	۰٫۶	۵٫۷	۰٫۹	۳٫۱	۰٫۳	۲٫۵	۰٫۳	۲۷	۸
m192	۵۸	۰٫۹	۱۲۸	۰٫۵	۹	۱٫۱	۱۲	۴۲٫۹	۳۰٫۲	۷٫۶	۰٫۴	۵٫۷	۰٫۸	۴	۰٫۶	۲٫۹	۰٫۳	۱٫۵	۰٫۲	۷	۱۶

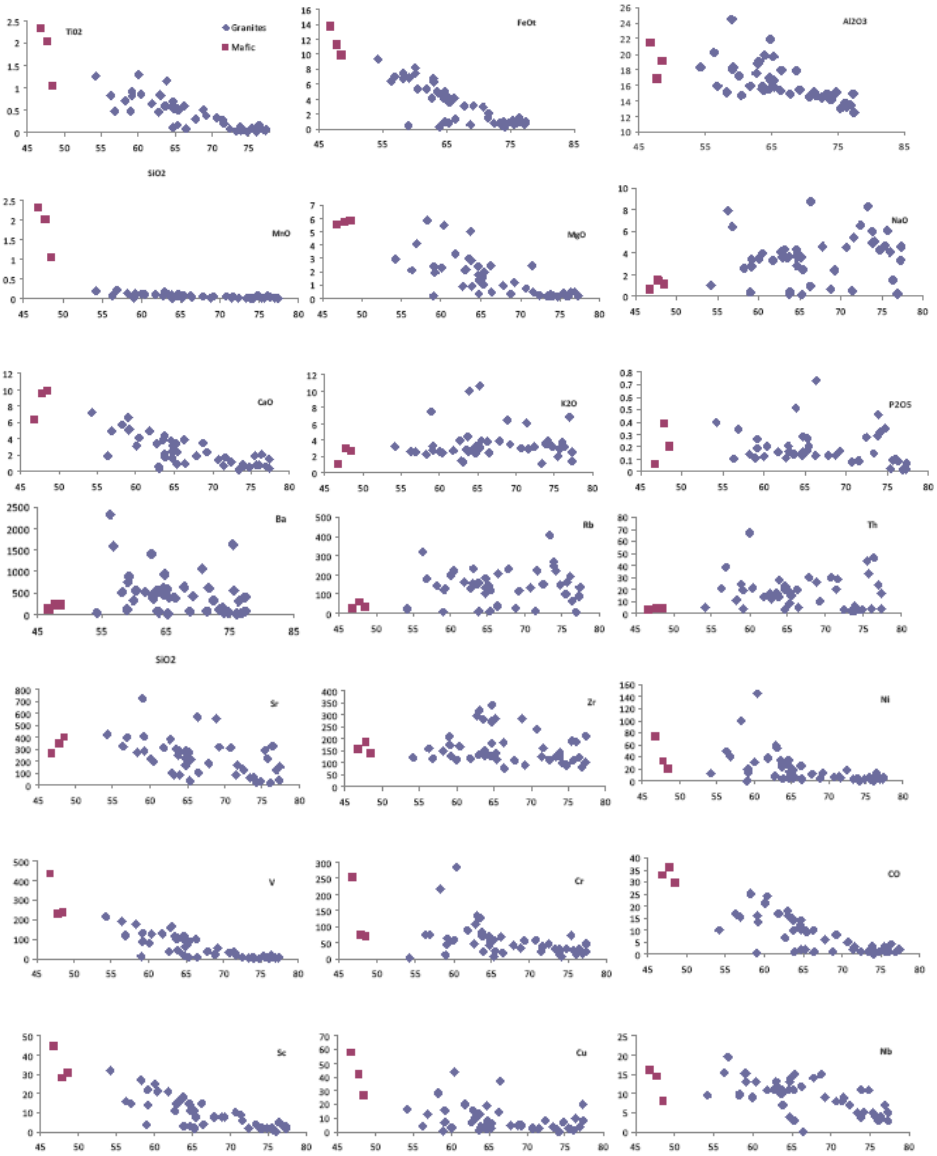
www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

ادامه جدول ۲

پرونیوم	SiO_2	Al_2O_3	FeO*	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	MnO	P_2O_5	Rb	Sr	Ni	Y	Cr	Zr	Nb	Ba	Th
EN- 46	۵۳	۱۸٫۸	۷٫۲۲	۳٫۷۳	۶٫۴۲	۳٫۸۵	۳٫۰۸	۰٫۷۳	۰٫۱۷	۰٫۵	۱۱۸	۴۰۶	۱۹	۱۳	۳۰	۲۱۸	۱۷	۸۹۹	۱۴٫۱
EN-40	۵۷٫۶	۱۵٫۲	۱۱٫۲۳	۲٫۳۲	۳٫۶۹	۱٫۴۹	۵٫۷	۱٫۰۱	۰٫۱۵	۰٫۱	۱۹۲	۱۴۷	۲۴	۲۲	۱۱۱	۲۰۹	۲۳	۲۱۴۱	۲۵
EN-59	۵۶٫۱	۱۴٫۷	۱۱٫۹۲	۳٫۳۶	۴٫۰۲	۲٫۰۹	۳٫۵۸	۰٫۸۴	۰٫۱	۰٫۲	۱۸۰	۲۳۷	۱۷	۱۸	۴۷	۱۶۴	۱۸	۱۷۳۲	۱۶
EN-15	۵۹٫۹	۱۴	۱۰٫۸۱	۲٫۸۷	۴٫۵۳	۳٫۱۹	۱٫۸۵	۰٫۶۷	۰٫۰۹	۰٫۳	۱۴۲	۲۹۲	۱۶	۲۰	۱۰	۲۳۲	۲۳	۱۳۸۷	۲۱
EN-5	۵۲٫۲	۱۰٫۹	۱۲٫۸۶	۵٫۹۴	۱۰٫۲۴	۲٫۰۱	۱٫۹۳	۰٫۷۹	۰٫۱۹	۰٫۲	۹۶	۲۴۸	۳۲	۱۴	۱۰۷	۱۴۹	۱۳	۱۶۴۰	۶
EN-42	۵۶٫۹	۱۴٫۹	۱۱٫۵۴	۳٫۸۶	۴٫۱۹	۲٫۵۱	۳٫۴	۰٫۸۸	۰٫۱۱	۰٫۲	۱۸۲	۲۳۷	۲۰	۱۷	۴۸	۱۶۲	۱۶	۱۸۳۱	۱۵
EN33-b	۵۴٫۷	۱۲٫۲	۱۲٫۱۴	۵٫۷۸	۸٫۵۱	۱٫۸۱	۱٫۴۵	۰٫۸۸	۰٫۱۳	۰٫۲	۷۲	۳۳۵	۲۷	۱۲	۱۰۱	۱۴۹	۱۱	۱۶۳۲	۶
EN33a	۵۵٫۶	۱۲٫۸	۱۲٫۵۵	۳٫۷۷	۷٫۱۲	۲٫۱	۱٫۸۲	۰٫۷۳	۰٫۱۲	۰٫۲	۸۴	۳۲۲	۱۶	۱۱	۹۲	۱۳۹	۱۰	۱۵۲۹	۵
EN-22	۵۲٫۸	۱۱٫۴	۸٫۱۱	۱۱٫۸	۷٫۴۱	۱٫۲۷	۳٫۵۵	۰٫۴۴	۰٫۲۳	۰	۱۷۱	۱۵۰	۲۶۳	۲۳	۱۰۶۰	۵۹	۶	۸۸۵	۶٫۳۴
En-1	۵۵٫۷	۱۳	۱۱٫۸۸	۵٫۵۸	۷٫۶۴	۳٫۴۱	۰٫۶۳	۰٫۵۳	۰٫۱۴	۰٫۲	۵۳	۱۹۷	۴۳	۱۴	۴۲۳	۱۷۸	۱۱	۱۰۶۸	۱۴
	La	Ce	Nd	Sm	Tb	Yb	Hf	Ta	Eu	V	Pb	Cu	Co	Zn	Cs	Ga	Mo	Sn	Sc
EN- 46	۶۳٫۴	۱۱۰	۳۵	۷٫۱۸	۰٫۷۴	۶٫۸۱	۳٫۸	۰٫۶	۱٫۲۴	۱۲۹	۱۱	۴۳	۱۸	۶۳	۲٫۶۷	۵٫۹۹	۲	۱	۳
EN-40	۳۴٫۳	۱۸۱	۴۴	۶٫۶	۳٫۴۴	۷٫۵	۴	۱	۳	۱۱۷	۴۳	۹	۲۵	۱۰۷	۴۷٫۵	۲۱	۳	۶	۲
EN-59	۱۷٫۴	۷۴	۲۷	۵٫۳۲	۳٫۱	۶٫۴۹	۴	۱٫۱	۲	۹۲	۲۵	۱۰	۲۳	۷۸	۱۹٫۵۴	۲۲	۴	۶	۳
EN-15	۲۸٫۴	۸۴٫۲	۳۱	۵٫۸۸	۲٫۲۲	۶٫۳۷	۴	۱٫۱	۲	۷۲	۳۶	۶	۱۷	۷۱	۱۴٫۰۵	۲۳	۳	۶	۳
EN-5	۲۵٫۳	۸۴٫۸	۲۲	۷٫۷	۳٫۹۳	۸٫۵	۶	۱٫۱	۴	۹۲	۳۰	۲۳	۲۸	۸۴	۲۷٫۷۶	۲۲	۴	۶	۲
EN-42	۲۵٫۵	۵۶٫۵	۲۴	۸٫۸۸	۳٫۲۶	۶٫۹۳	۴	۰٫۹	۲	۹۸	۲۸	۱۰	۲۳	۷۶	۲۳	۲۲	۴	۶	۳
EN33-b	۲۳٫۲	۱۱۷	۲۰	۶٫۲۷	۳٫۴۴	۷٫۸۴	۶	۰٫۹	۳	۹۲	۲۳	۲۳	۲۴	۷۷	۱۶٫۴۷	۲۱	۴	۶	۴
EN33a	۱۷٫۵	۱۳۷	۱۷	۷٫۰۷	۳٫۵۵	۶٫۳۹	۶	۱	۲	۸۴	۲۰	۲۴	۲۵	۸۰	۲۰٫۶۲	۲۱	۴	۶	۳
EN-22	۱۸٫۶	۳۸٫۳	۲۰٫۱	۴٫۶۷	۰٫۷۴	۲٫۶۲	۱٫۸	۰٫۴	۰٫۵۹	۱۹۵	۱۵	۴۷	۳۷	۹۳	۱۰٫۲۵	۱۴٫۴	۲	۲	۲
En-1	۲۲٫۴	۵۱٫۵	۲۹	۶٫۴۳	۲٫۴۶	۱۰٫۱۱	۴	۰٫۸۵	۳	۵۸	۴۰	۷	۱۹	۷۳	۱۵٫۵۱	۲۶	۳	۶	۳

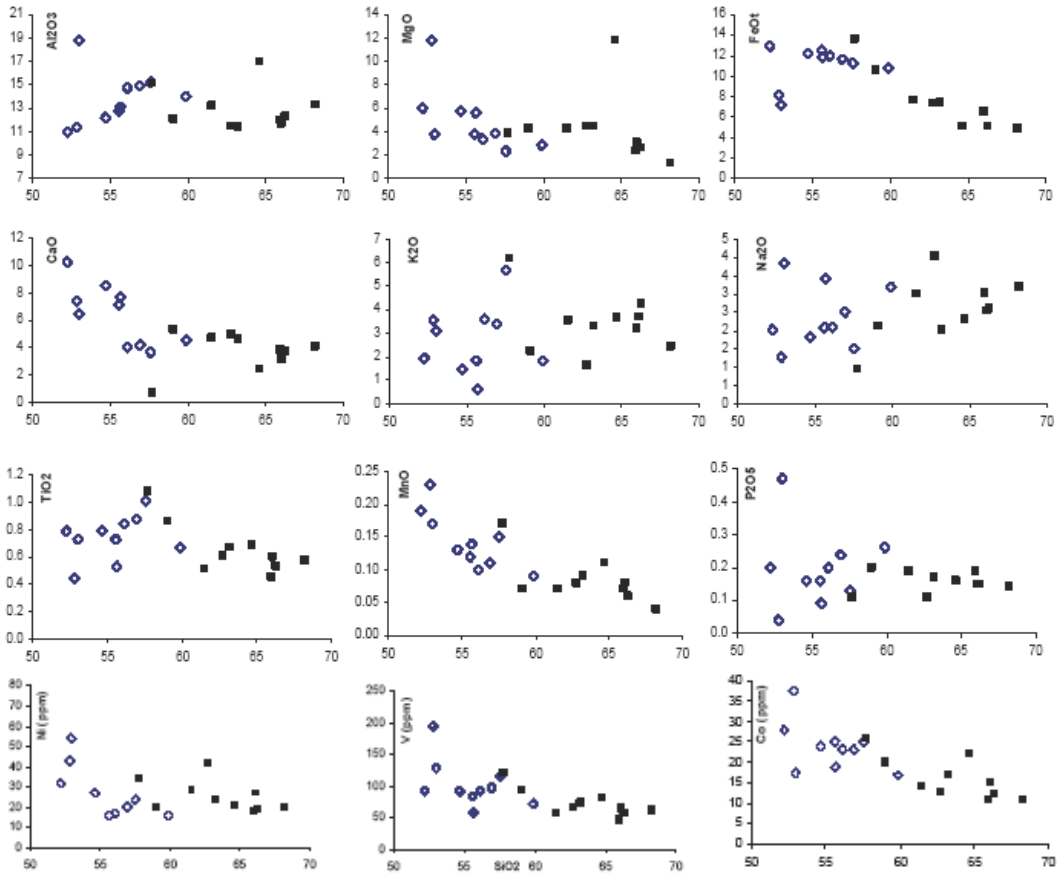


شکل ۶ تغییرات عناصر کمیاب نسبت به مقدار SiO_2 در سنگ‌های اسیدی (لوزی) و بازیک (مربع).

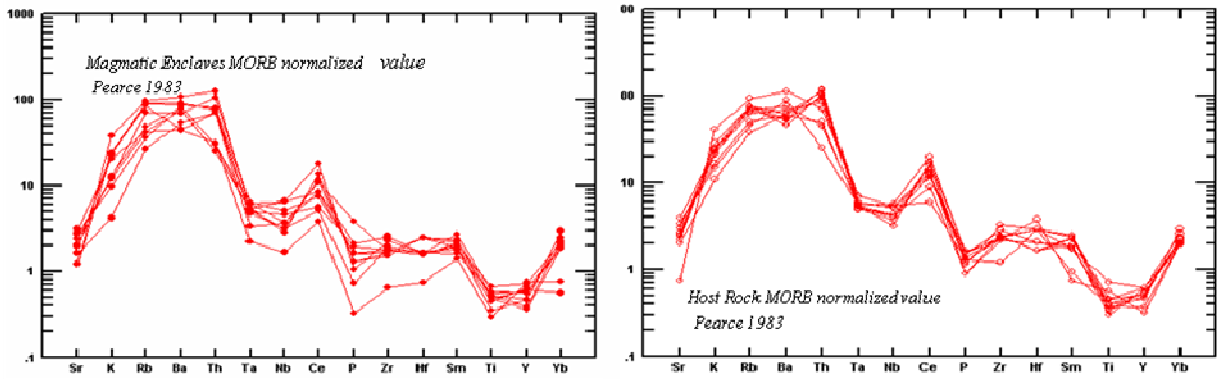
www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019



شکل ۷ تغییرات عناصراصلی و کمیاب نسبت به مقدار SiO_2 در برونبوم‌ها (مربع توخالی) و سنگ میزبان (لوزی توپر).



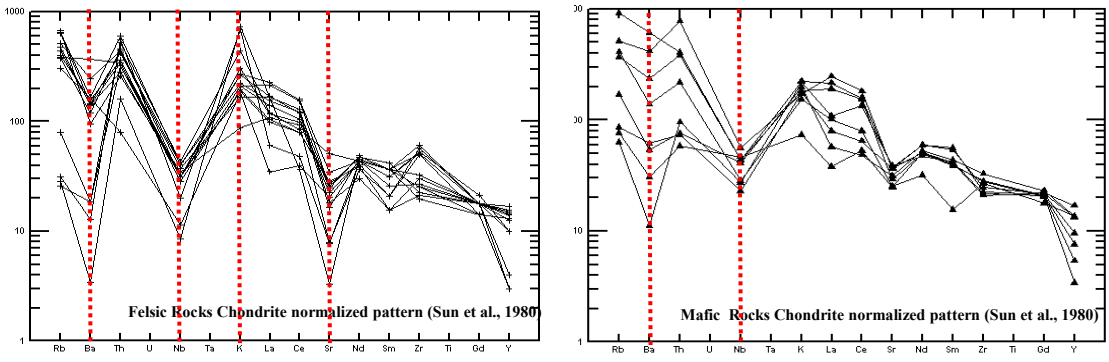
شکل۸ نمودارهای عنکبوتی تغییرات عناصر فرعی بهنجار شده به مقادیر مورب [۵۹] به منظور مقایسه مقدار عناصر کمیاب در برونبوم‌ها و سنگ میزبان.

بیهنجاری منفی Sr، Ba، Ta، Nb و بیهنجاری مثبت و منفی Th در نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده به مقادیر کندریت برای سنگ‌های اسیدی و بازیک منطقه (شکل ۹) [۶۰] بیانگر هماهنگی آنها با گرانیت‌های آهکی قلیایی منطقه کمان است و افزون بر این، بیهنجاری منفی Ta و Nb و نسبت بالای LILE/HFSE به رخداد فرورانش و نقش پوسته در تشکیل ماگمای گرانیتی اشاره دارد. به منظور درک بهتر فرآیندهای مؤثر در تشکیل سنگ‌های منطقه و مقایسه آنها با هم از روش کوشیری [۶۱] بهره بردیم. در این روش می‌توان با قرار دادن دو عنصر کاملاً سازگار و ناسازگار (C_1-C_2) در برابر هم، براساس روندهای بدست آمده، سه فرآیند مهم تبلور بخشی، ذوب‌بخشی و آمیختگی ماگمایی را تفکیک کرد؛ روند

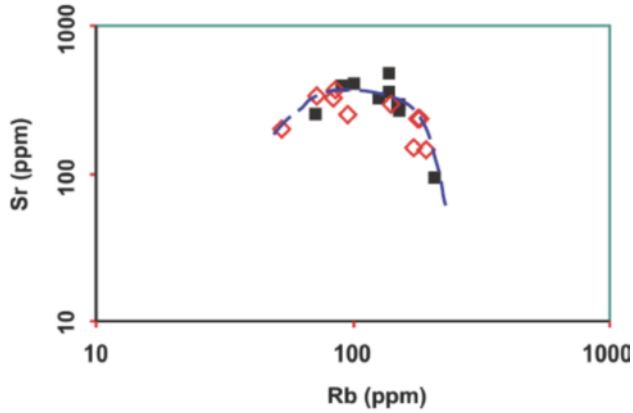
www.SID.ir

Archive of SID

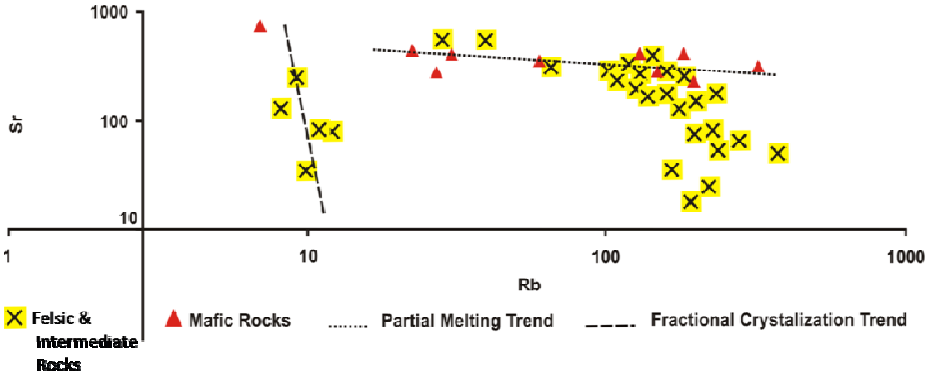
خطی افقی و مایل به افق مربوط بـه ذوب‌بخـشی، رونـد خطـی قائم و مایل به قائم مربوط به تبلور بخشی و روند منحنی شـکل تغییرات این دو عنصر نشانه آمیختگی ماگمـایی اسـت (شـکل-های ۱۰ و ۱۱). بر این اسـاس، دو رونـد عمـده در سـنگ‌هـای منطقه قابل تشخیص اسـت: یکـی مربـوط بـه تبلـور جدایـشی (همراه با آلایش ماگمایی در برخی نمونه‌ها) که فرآیند مـوثر در سنگ‌های اسیدی و حدواسط است و دیگـری ذوب‌بخـشی کـه فرآیند غالب در سنگ‌های بازیک منطقه بوده است. گرانیت‌ها و مذاب‌های گرانیتی می‌توانند فراورده ذوب منابع متفاوتی باشند.



شکل۹ نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر فرعی بهنجار شده به مقادیر کندریت [۶۰] برای سنگ‌های اسیدی و بازیک در منطقه مورد بررسی.



شکل ۱۰ نمودار لگاریتمی عنصر سازگار در برابر ناسازگار کوشیری [۶۱]. مهمترین نتیجه آرایش منحنی شکل نقاط در این نمودار، بـی اثـر بـودن فرآیندهای تبلور جدایشی و ذوب بخشی بین برونبوم و سنگ میزبان است.



شکل۱۱ نمودار لگاریتمی عنصر سازگار در برابر ناسازگار [۶۱]. برای سنگ‌های اسیدی و بازیک منطقه. دو نوع روند برای نمونه‌های اسیدی و بازیک این منطقه دیده می شود: ۱- روند نزدیک به قائم و روند منحنی شکل نزدیک به قائم برای نمونه‌های اسیدی و حدواسط منطقه که بیانگر تبلور تدریجی همراه با مقداری آلایش ماگمایی است و ۲- روند نزدیک به افق که بیانگر ذوب بخشی سنگ‌های بازیک است.

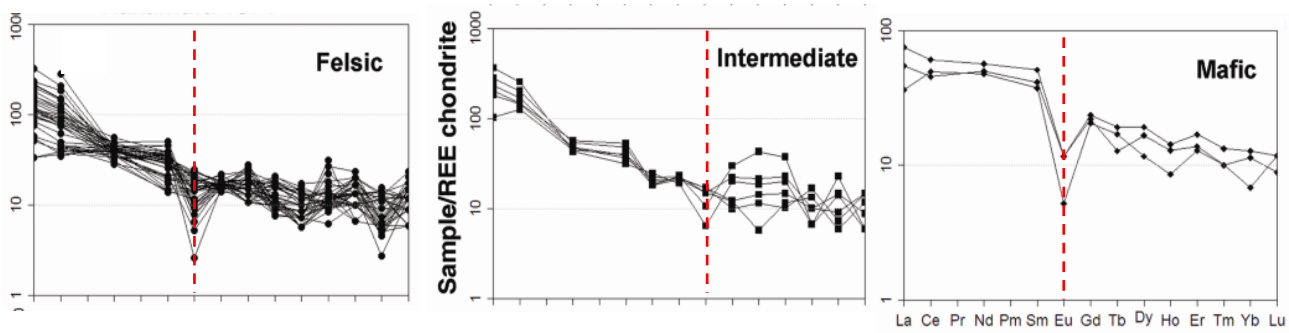
Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

از این رو، تعیین دقیق سنگ خاستگاه آنها مشکل است. اما از آنجا که مقدار REEها در کنترل تبلور فازهای با ضریب توزیع بالا چون اسفن، آپاتیت، هورنبلند و آلانیت است، اغلب می‌توان شکل الگوی REEها را در قالب فرآیندهایی چون ذوب و یا تبلور توجیه کرد [۶۲]. الگوی بدست آمده از عناصر خاکی نادر در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه (شکل ۱۲) [۶۳] از نظم و توالی کاملاً مشخصی برخوردار نبوده اما در حالت کلی مشابه هم‌دیگر هستند، در حالی که تفاوت مشخصی با سنگ‌های بازیک منطقه نشان می‌دهند که بیانگر سرگذشت و سیر دگرگونی متفاوت آنهاست. به منظور مقایسه الگوی عناصر خاکی نادر در سنگ‌های بازیک و اسیدی منطقه، شیب منحنی‌ها یعنی نسبت عناصر خاکی نادر سبک به سنگین (La_N/Yb_N) و تمرکز کلی این عناصر در نمونه‌های یاد شده (با محاسبه مقدار La_N/Sm_N برای ارزیابی تمرکز LREEها و Gd_N/Yb_N برای ارزیابی تمرکز HREEها) و وجود و یا عدم وجود بیهنجاری Eu، مقدار $Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{Sm_N * Gd_N}$ بر اساس روش تیلور و مک لنن [۶۴] محاسبه شد. نتایج نشان می دهد که نسبت La_N/Yb_N به عنوان معیاری از شیب الگوی REE بیانگر غنی‌شدگی بیشتر LREEها نسبت به HREEها در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه (متوسط تا زیاد، ۶/۱-۳۳) نسبت به سنگ‌های بازیک (متوسط تا زیاد، ۴/۳- ۷) است. در واقع با توجه به اینکه نسبت La_N/Sm_N در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه برابر با ۱۲/۸۲-۰/۹۸ و در سنگ‌های بازیک ۱/۳۲-۰/۹۷ بوده و نسبت Gd_N/Yb_N در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه برابر با ۴/۱۶-۱/۰۴ و در سنگ‌های بازیک ۳/۱۰-۱/۸۹ است، در سنگ‌های اسیدی و اسیدی منطقه عناصر LREEها غنی‌شدگی مشخص و HREEها غنی‌شدگی ضعیفی نشان می‌دهند. این در حالی است که چنین تفاوت مشخصی در مورد سنگ‌های بازیک دیده نمی‌شود. به عقیده رولینسون [۵۷]، بالا بودن نسبت LREE/HREE را می‌توان به باقی ماندن گارنت در سنگ خاستگاه و تهی‌شدگی مذاب از HREEها نسبت داد. نمونه‌های اسیدی و حدواسط منطقه دارای بیهنجاری منفی متوسط تا ناچیز یوروپیوم هستند (Eu/Eu* = ۰/۳۲ - ۱/۱۶) و در این میان نمونه گرانیتی ۱۳۳ بیهنجاری تقریباً مثبت نشان می‌دهد. اما در مقایسه، نمونه‌های بازیک بیهنجاری منفی به نسبت شدیدتری نشان می‌دهند (Eu / Eu* = ۰/۱۸ - ۰/۳۷). بیهنجاری منفی Eu در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه با جدایش فلدسپار پلاژیوکلاز طی فرآیند ذوب و یا تبلور جدایشی قابل توجیه است [۶۵،۵۷]. با توجه به اینکه با افزایش روند جدایش در این سنگ‌ها، میزان بیهنجاری Eu به طور تقریباً منظم افزایش می‌یابد، اشاره به فرآیند جدایش پلاژیوکلاز طی تبلور جدایشی نسبت به باقی ماندن آن در پسماند ذوب منطقی تر به نظر می‌رسد. از طرفی، بیهنجاری منفی Eu در سنگ‌های بازیک، شیب ناچیز و غنی‌شدگی ضعیف LREEها نسبت به HREEها بیانگر درجه جدایش پایین این نمونه‌هاست و جدایش پلاژیوکلاز در آنها با شواهدی چون حضور انباشت‌های پلاژیوکلاز در کنار پیروکسن-پلاژیوکلاز در این بخش (کوه تنگساران) قابل توجیه است.



شکل ۱۲ الگوی بهنجار شده عناصر خاکی نادر سنگ‌های گرانودیوریتی-مونزوگرانیتی، دیوریتی و گابرویی منطقه مورد بررسی [۶۳].

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

برداشت

براساس بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، مجموعه آذرین نفوذی ملایر در حالت کلی به سه بخش عمده گرانیتی، گرانودیوریتی و گابرودیوریتی تقسیم می‌شود. از ویژگی‌های مهم این مجموعه افزون بر دایک‌ها و رگه‌های بازیک که گرانیت‌ها را قطع کرده‌اند و یا در لبه توده‌ها دیده می‌شوند، حضور یک رخنمون بازیک با گسترش محدود و کانی‌شناسی و بافت مشخصه گابرو-دیوریتی اوژیت و الیوین‌دار با الیوین‌های کاملاً گرد شده، انباشت‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن-پلاژیوکلاز در فاصله بین واحدهای دگرگونی و گرانودیوریت‌هاست (که سطح تماس مشخصی با آنها ندارد). گرانیت‌های این منطقه دارای برونبوم‌های ماگمایی دیوریتی، کوارتزدیوریتی، مونزونیتی و کوارتزمونزونیتی هستند که تباین کانی‌شناسی مشخص و روندهای شیمیایی متمایزی با سنگ میزبان نشان می‌دهند. بر این اساس، تشکیل این برونبوم‌ها را به حضور آنها به صورت بسته‌های ماگمایی بازیک در ماگمای میزبان نسبت داده‌اند برونبوم‌ها از نظر مقدار سیلیس (۵۹-۴۸٪) بین سنگ‌های بازیک (حدود ۴۸٪) و اسیدی-حدواسط (۷۸-۵۲٪) قرار دارند. بررسی‌های زمین شیمیایی در مقیاس عناصر اصلی و کمیاب بیانگر نوعی جدایش بین روندهای دیده شده برای سنگ‌های اسیدی منطقه با برونبوم‌ها و سنگ‌های بازیک هستند. از جمله این موارد عبارتند از: ناپیوستگی روندهای Na_2O و K_2O از سنگ‌های بازیک به اسیدی منطقه بعلت همبستگی ضعیف Na_2O و K_2O در برونبوم‌ها و سنگ‌های بازیک منطقه با SiO_2؛ مشاهده روند نزولی برای اکسیدهای CaO، Al_2O_3 و P_2O_5 در سنگ‌های اسیدی منطقه بدلیل مشارکت این عناصر در ساختار پلاژیوکلازها و آپاتیت که با پیشرفت درجه جدایش، ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت در دیوریت‌ها به آلبیت در نمونه‌های اسیدی تر تغییر کرده است و مقدار آپاتیت در گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌ها افزایش یافته است، این روند در سنگ‌های بازیک و برونبوم‌ها دیده نمی‌شود. روند خطی و کاهش پیشرونده مقادیر Ni، Cr و Co با افزایش SiO_2 از سنگ‌های بازیک به اسیدی و همگام با آن از برونبوم به میزبان، نشانگر ارتباط احتمالی بین این واحدها (از نوع آمیختگی ماگمایی ناقص) و خاستگاه بازیک‌تر برونبوم‌های ماگمایی نسبت به سنگ میزبان گرانیتی است. بر اساس روندهای دیده شده در نمودار دوتایی عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار، فرآیند موثر در تشکیل گرانیت‌ها و دیوریت‌های منطقه (سنگ‌های اسیدی و حدواسط) جدایش ماگمایی همراه با آلایش پوسته‌ای یا آمیختگی ماگمایی ناقص و در مورد سنگ‌های بازیک ذوب‌بخشی یک سنگ خاستگاه احتمالاً فرابازی بوده است. الگوی عناصر خاکی نادر در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه در حالت کلی مشابه هستند، اما تفاوت مشخصی با سنگ‌های بازیک منطقه نشان می‌دهند که بیانگر سرگذشت و سیر دگرگونی متفاوت آنهاست. از دیگر شواهد این امر تفاوت شیب الگوی عناصر خاکی نادر و در نتیجه نسبت LREE/HREE، مقدار La_N/Sm_N به عنوان شاخص میزان تمرکز LREEها و Gd_N / Yb_N به عنوان معیار میزان تمرکز HREEها و درجه بیهنجاری Eu است. در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه با توجه به اینکه با افزایش روند جدایش در این سنگ‌ها، بیهنجاری Eu به صورت تقریباً منظم افزایش می‌یابد، اشاره به فرآیند جدایش پلاژیوکلاز طی تبلور جدایشی نسبت به باقی ماندن آن در پسماند ذوب، منطقی تر به نظر می‌رسد این در حالی است که بیهنجاری منفی Eu در سنگ‌های بازیک، شیب ناچیز و غنی‌شدگی ضعیف LREEها نسبت به HREEها بیانگر جدایش پلاژیوکلاز و نقش فرآیند ذوب بخشی است. شاید بتوان حضور انباشت‌های پلاژیوکلاز در کنار پیروکسن-پلاژیوکلاز کوه تنگساران را نیز با این سازوکار توجیه نمود. بنابراین با توجه به نکات زیر:

الف) جایگاه زمین‌ساختی منطقه مورد بررسی در محل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و ارتباط حرکات زمین ساختی، ب) فعالیت ژرف توده‌ای اسیدی و بازیک در این مناطق پ) وجود شواهدی چون: بیهنجاری منفی Sr، Ba ، Nb،Ta و بیهنجاری مثبت و منفی Th، همراه با بیهنجاری منفی Ta و Nb و نسبت بالای LILE/HFSE در اثبات نقش مواد پوسته‌ای و هماهنگی آنها با گرانیت‌های نوع آندی (مناطق فرورانشی) ت) تغییرات گسترده نسبت Ba/La در توجیه نقش سیال‌های ناشی از اعماق پوسته قاره ای برای گرانیت‌های نوع - I مجموعه آذرین نفوذی ملایر، ث) ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا و حضور رخنمون‌ها، دایک‌ها، رگه‌ها و برونبوم‌های بازیک، ج) شواهدی که پیش از این در مورد فرآیندهای موثر در ایجاد روندهای زمین‌شیمیایی سنگ‌های اسیدی - حدواسط و بازیک منطقه بیان شد می‌توان به این نتیجه رسید که ذوب-بخشی یک منبع گوشته‌ای و رهایی سیال‌های سرشار از عناصر ناسازگار از پوسته اقیانوسی فرورو و گرما و سیال‌های آزاد شده از مذاب بازیک در حال صعود در پوسته در تشکیل و دگرگونی مذاب اسیدی اولیه آنها مؤثر بوده اند. افزون بر این، آمیختگی مذاب بازیک گوشته‌ای با مذاب برآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌های

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

پوسته قاره‌ای (مثل متاآندزیت و متابازالت آندزیتی) در اعماق پوسته منجر به تشکیل برونبوم‌های ماگمایی بازیک، دایک‌ها و توده بازیک شده است.

مراجع

[1] Berberian M., King G.C.P., *"Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran",* Canadian Journal of Earth Science, 18 (1981) 210–265.

[2] Koop W., Sloneley R.,*"Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to Recent*", Philos.Trans. R. Sot. London. Ser. A. 305(1982) 149-148.

[3] Sengör A.M.C., *"A new model for the Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, In: Robertson, A.H.F., Searle M.P., Ries A.C. (Eds.): The Geology and Tectonics of the Oman region",* Geological Society, London, Special Publication, 49(1990) 797–831.

[4] Kazmin V.G., *"Collision and rifting in the Tethys ocean: geodynamic implications",* Tectonophysics, 196(1991) 371–384.

[5] Alavi M., *"Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran",* American Journal of Sciences, 307 (2007) 1064 – 1095.

[6] Grabowski J.R., Norton G.J., *"Tectonic controls on the stratigraphic architecture and hydrocarbon systems of the Arabia Plate"*, The Middle East Petroleum Geosciences (GEO), 1 (1994) 413–430.

[7] Mohajjel M., Fergosen C.L., *"Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sananda-Sirjan Zone, western Iran",* Journal of Structural Geology 22(2000) 1125-1139.

[8] Stampfli G.M., Mosar J., Faver P., Pillevuit A., Vannay C.J., *"Permo–Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: the Neotethys/East-Mediterranean 2001connection. Peritethys memoir 6: peritethyan rift/wrench basins and passive margins*", International Geological Correlation Program, 369(2001) 51–108.

[9] Ghasemi A., Talbot C.J., *"A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)",* Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683–693.

[10] Mazhari S.A., Bea F., Amini S., Ghalamghash S., *"Estimation of pressure and temperature of intrusive rocks crystallization: A case study of Naqadeh, Pasveb and Delkeh plutons, W Iran",* Journal of Applied Sciences, 8 (2008) 934-945.

[11] Ahadnejad V., Valizadeh M.V., Esmaeili D.,*"The Role of Shear Zone on the Emplacement of Malayer Granitoid Rocks, NW Iran",* Journal of Applied Sciences 23 (2008) 4238-4250.

[12] Ahmadi-Khalaji A., Esmaely D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., *"Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj- Sirjan Zone, Western Iran"*, Journal of Asian Earth sciences, 29 (2007) 859–877.

[13] Ghalamghash J., Mirnejad H., Rashid H., *"Mixing and mingling of mafic and felsic magmas along the Neo-Tethys continental margin, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: A case study from the Alvand pluton"*, N. Jb. Miner. Abh. 186, 1(2009) 79–93.

[14] Asnaashary A., Hassanzadeh J., Wernicke B., Schmitt A.K., Axen G., Horton B., *"Middle Jurassic flare-up and Cretaceous magmatic luul in the central Sanandaj-Sirjan arc, Iran: An analogy with the southwestern United States"* GSA Annual Meeting(2009) Paper No.183–4.

[15] Ahadnejad V., Valizadeh M.V., Deevsalar Reza., Rezaei Kahkhaei Mehdi., *"Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran"*, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 261 (2011) 61-75.

[16] Moinevaziri H., Azizi H., Mehrabi B., Izadi F., *"Oligocene Magmatism in the Zagros Thrust Zone (Sahneh-Marivan Area): Evidences for the second Neotethyan Subduction Occurrence in the Paleogene (in Persian)"*, Journal of Science, University of Tehran 34 (2008)113-122.

[17] Ghasemi, H., Valizadeh, M. V., "Petrogenesis of granitoid body of Bouin-Miyandasht (SE Aligudarz) (in Persian)", Geosciences Quarterly GSI. 2 (1993) 74 – 83

[18] Sepahi, A. A., *"Petrology of the Alvand plutonic complex with special reference on Granitoids (in Persian)"*Ph. D. Thesis *(in Persian)*, Tarbiat Moallem University of Tehran, Iran (1999) 325.

[19] Ahmadi Khalaji, A., *"Petrology of the granitoid rocks of theBoroujerd area (in Persian)",* Ph.D Thesis*(in Persian)*, University of Tehran, Tehran, Iran.(2006)

[20] Sepahi a.a., *"Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex",* N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 247(2008) 295–312.

[21] Deevsalar, R. *"Petrology, geochemistry and tectonomagmatic evolution of mafic-intermediate rocks from the Malayer-Boroujerd plutonic*

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

Journal of Mineralogy and Geochemistry, 2019 (doi: 10.1127/njma/2019/0131).

[30] Vernon R.H.,*"A Practical Guide to Rock Microstructure",* Cambridge University Press (2004) 594 .

[31] Yashikura S., Yamawaki Y.,*"Mafic-felsic magma interactions in the A-type granitoids of the Cape Ashizuri Complex, southwest Japan. In The Origin of Granites and Related Rocks",* Fourth Hutton Symposium abstracts, Clermont-Ferrand, France (1999) 41.

[32] Deevsalar, R., Valizadeh, M. V., Esmaeili, D., Ahadnejad, V., *"The geochemical study on mafic magmatic enclaves from the Malayer Plutonic Complex, W Iran(in Persian)",* Journal of Science, University of Tehran 35 (2009) 71-85.

[33] Deevsalar, R., Valizadeh, MV., *"The Using of Field and Microstructural Evidence in Determination of the Origin of Magmatic Enclaves and Metapelitic Xenoliths in Malayer Plutonic Complex (West Of IRAN) (in Persian)",* Geosciences Quarterly GSI 19 (2010) 9-16.

[34] Bateman P.C., Clack, L.D., Huber, N.K., Moore, J.G and Rinehart C.D., *"The Sierra Nevada Batholith – a synthesis of recent work across the central part",* U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 414 (1963) 46 .

[35] Bateman P.C., Chappell B.W., *"crystalization, fractionation, and solidification of the Tuolome Intrusive Series, Yeosemite National Park, California",* Geol. Soc. Am**.** Bull 90 (1979) 465-482.

[36] Richter D.H., Lanphere M.A., Matson N.A.,*"Granitic plutinism and metamorphism, eastern Alaska Range",* Alaska. Geol. Soc. Am**.** Bull 86 (1975) 819-829.

[37] Olade M.A., *"geochemical, evolution of copper-bearing granitic rocks of Guichon Creek Batholith; British Columbia, Canada",* Can. Jour. Earth Sci 13 (1976) 199-209.

[38] Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.,*"Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P., Ries. A.C. (eds). Collision Tectonics",* Geological Society,19 (1986) p.67-81.

[39] Condie, K.C., *Archean and crustal thickening",* Geol. Soc. Am. Bull. 84 (1989) 2981–2992.

[40] Floyd P.A., Winchester J.A., *"Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements",* Earth and Planetary Science Letters 27 (1975) 211-218.

[41] Rogers J.J.W., Bodgea K.V., Ghuma Y.A. *"Trace elements in continental margin magmatism: Part 11; trace elements in Ben Ghnema Batholith complex, northern Sanandaj-Sirjan magmatic zone, Iran (in Persian)",* Thesis Tarbiat Modares University (TMU), Iran (2015).

[22] Deevsalar, R., Ghorbani, M. R., Ghaderi, M., Ahmadian, J., Murata, M., Ozawa, H., Shinjo, R. *"Geochemistry and petrogenesis of arc-related to intraplate mafic magmatism from the Malayer-Boroujerd plutonic complex, northern Sanandaj-Sirjan magmatic zone, Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen"* 274 (2014) 81–120.

[23] Deevsalar R, Shinjo R, Wang K-L, Yeganehfar H, Neill Ia. *"Gabbroic–dioritic dykes from the Sanandaj–Sirjan Zone: windows on Jurassic and Eocene geodynamic processes in the Zagros Orogen, western Iran."* Journal of the Geological Society 175 (2018): 915-933.

[24] Deevsalar, R., Shinjo, R., Ghaderi, M., Murata, M., Hoskin, P. W. O., Oshiro, S., Neill, I. *"Mesozoic-Cenozoic mafic magmatism in Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen (Western Iran): Geochemical and isotopic inferences from Middle Jurassic and Late Eocene gabbros",* Lithos 284 (2017), 284 588□–□607. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.05.009

[25] Deevsalar, R., Shinjo, R., Liégeois, J. P., Valizadeh, J. P., Ahmadian, J., Yeganehfar, H., Neill, I. *"Subduction-related mafic to felsic magmatism in the Malayer-Boroujerd plutonic complex, western Iran".* Swiss Journal of Geosciences, 111(2018), 269□–□293. https://doi.org/10.1007/s00015-017-0287-y.

[26] Deevsalar, R., Valizadeh, M. V., & Ahadnejad, V. *"Tectonic setting and origin of Malayer Plutonic Complex (in Persian)"*, Journal of Science, Kharazmi University, 8 (2009) 205□–□226.

[27] Deevsalar, R., Valizadeh, M. V., & Ahadnejad, V. *"Determining the nature of magmatic encalves in granites from the Malayer plutonic complex based on geochemical and statistical methods (in Persian)",* Geosciences Quarterly GSI 21 (2011) 129□–140.

[28] Eftekharnejad J.,*"Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins (in Persian)",* Journal of Iranian Petroleum Society 82(1981) 19–28.

[29] Yeganehfar, H., Deevsalar, R., Ahadnejad, V., Shinjo, R & Neill, I. *"Biotite compositional variations — A physicochemical approach to investigate crustal involvement and Cu-Au ore potential in Middle Jurassic plutonic rocks from the Malayer-Boroujerd Plutonic complex, W Iran",* Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen,

www.SID.ir

Archive of SID

Downloaded from ijcm.ir at 9:13 +0330 on Saturday October 12th 2019

[53] Vernon R.H.,*"Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites",* Journal and Proceedings of Royal Society of New South Wales, 116 (1983) 77–103.
[54] Piccoli P.M., Candela P.A., *"Apatite in igneous system: in Kohn, M.J., Rakovan, J., Hughes, J.M. (eds.), Reviews in Mineralogy and Geochemistry",* Washington DC, The Mineralogical Society of America 48 (2002) 255–292.
[55] Hibbard M., *"Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems, in Didier J., Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology",* Developments in Petrology, 13(1991) 431–444.
[56] Mason B., Moore C.B., *"Principles of Geochemistry",* John Wiley and Sons: New York (1982).
[57] Rollinson H.R.,*"Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation",* HarlowLongman (1993) 352.
[58] Arvin M., Dargahi S., Babaei A.A., *"Petrogenesis and origin of the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, IRAN: Evidence of neotectonic subduction related arc magmatism",* Journal of Asian Earth Sciences, 24 (2004) 105-113.
[59] Pearce, Julian A. *"Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins",* (1983) 230-249
[60] Sun S S, Bailey D K., Tarney J., Dunham K ., *"Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs",* Philos Trans R Soc London 297(1980) 409-445.
[61] Cocherie A., *"systematic use of trace element distribution pattern in log-log diagrams for plutonic suite",* Geochemical et cosmochemica acta 50 (1986) 25217-2522.
[62] Henderson P., *"General geochemical properties and abundances of the rare earth elements"*, In Rare Earth Element Geochemistry (ed. P. Henderson) Elsevier, Amsterdam (1984) 1–32.
[63] Sun S. S., Mcdonough W.F., *"Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: Implication for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D. and Norry, M. J., Ed., Magmatism in Ocean Basins",* Geological Society of London Special Publication 42 (1989) 313-345.
[64] Teylor S.R., Mc Lenon S.M., *"The continental crust, its composition and evolution"*, Blackwell scientific publication, Oxford (1985) 312.
[65] Hotz P.E., *"Plutonic rocks of the Kamath Mountains , California and Oregon",* U.S. Geol.. Surv. prof. Paper (1971) 684-B.
and nature of the Precambrian crust in central North .Africa", Geol. Soc. Am. Bull 91 (1980) 1742-1788.
[42] Saunders A.D., Thurney J., Weaver S.D.,*"Transverse geochemical variations across the. Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas",* Earth and Planetary Sciences (1980) 210-220.
[43] Rogers G., and Hawkesworth C.J., *"A geochemical traverse across the North Chilean Anes: evidence for crust generation from the mantle wedge",* Earth and Planetary science Letters, 91(1989) 271-285.
[44] Sajona F.G, Bellon, R.C. Cotton J. and Defant M., *"High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Pensilvania, Western Mindanao(Philippines)",* Journal of Petrology, 37 (1996) 693-726.
[45] Roberts M.P., Clemens J.D., *"Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids",* Geology 21 (1993) 825-828.
[46] Vernon R.H., *"Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites",* Journal and Proceedings of Royal Society of New South Wales, 116 (1983) 77–103.
[47] Chappell B.W., White A.J.R., *"Two contrasting granite types: 25 years later",* Australian Journal of Earth Sciences 48 (2001) 489-499.
[48]Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B.W., *"A - Type granite: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis",* Cont. Min. Petrol 95 (1987) 407-419.
[49] Kumar S., Rino V. *"Mineralogy and geochemistry of microgranular enclaves in Palaeoproterozoic Malanjkhand granitoids, central India: evidence of magma mixing, mingling, and chemical equilibration"* Contrib.Mineral.Petrol 152(2006) 591–609.
[50] Zorpi M.J., Coulon C., Orsini J.B., *"Hybridization between mafic and felsic magma in calc – alkalin granitoids – a case study northern Sardina, Italy. In: A, Peccerillo (Guest – Editor) Geochemistry of granitoid rockes",* Chem.Geol 92 (1991) 42-86.
[51] Kumar S., *"Microstructural evidence of magma quenching inferred from enclaves hosted in the Hodrus a granodiorites, Western Carpathians",* Geol. Carpath. 46 (1995) 379–382.
[52] Kumar S., Rino V., Pal A.B., *"Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjkhand granitoids Central India",* Gondwana Res 7 (2000) 539–548.

www.SID.ir